

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГЕОХИМИЯ
ГИПЕР-
БАЗИТОВ
КАРЕЛО-
КОЛЬСКОГО
РЕГИОНА**



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 9

ГЕОХИМИЯ ГИПЕР- БАЗИТОВ КАРЕЛО- КОЛЬСКОГО РЕГИОНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград • 1971

1973 г.

УДК 550.4; 552.321.56, (471.22)

Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона.
К о л л е к т и в а в т о р о в. Изд-во «Наука», Ленингр. отд.,
Л., 1971, 1—140.

В работе излагаются материалы по геохимии трех формационных типов ультраосновных пород: гипербазитового, габбро-перидотитового и дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Для каждого формационного типа характерны свои петрохимические особенности. Выявление геохимических особенностей поведения хрома, никеля, титана, серы показало их сложность и известную независимость от формационной принадлежности. Проведено сравнительное сопоставление никеленосных и нерудоносных магматических комплексов. На основе проведенного анализа делаются выводы о металлогенической специализации изученных магматических комплексов ультраосновных пород. Рис. — 42, табл. — 32, библи. — 148 назв.

Ответственный редактор А. И. Богачев

ГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

*Утверждено к печати
Институтом геологии Карельского филиала АН СССР*

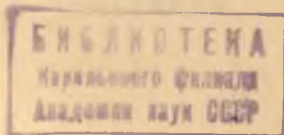
Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник Л. А. Яценко
Технический редактор М. Э. Карлайтис
Корректоры Г. А. Мошкина и Ф. Я. Петрова

Сдано в набор 4 VI 1971 г. Подписано к печати 13 X 1971 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 8³/₄ = 12.25 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 12.15. Изд. № 4716.
Тип. зак. № 30. М-26545. Тираж 750. Бумага № 2. Цена 1 р. 08 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

2-9-2
320-71 (I)



ВВЕДЕНИЕ

Проявление ультраосновного магматизма как одного из возможных индикаторов глубинных процессов играет важную роль при расшифровке истории тектонического развития карелид Карелии. Изучение характера ультраосновного магматизма, его места и времени проявления теснейшим образом связано с металлогеническим районированием и прогнозированием на медно-никелевые и хромитовые руды. Исследования последних лет, проводившиеся Институтами геологии Карельского и Кольского филиалов АН СССР и Северо-Западным территориальным геологическим управлением, показали, что наряду с первичномагматической концентрацией рудных компонентов в ультрабазитах важную роль может играть метаморфизм и связанные с ним процессы перераспределения и вторичного рудообразования вплоть до образования промышленных месторождений. Выявленные для отдельных регионов закономерности поведения рудных компонентов требовали дальнейшего сравнительного изучения характера их распределения на магматической и метаморфической стадиях эволюции продуктов основного и ультраосновного магматизма.

Настоящая работа является первой геохимической сводкой обширного фактического материала по базитам—ультрабазитам докембрия восточной части Балтийского щита. Анализ фактического материала позволил авторам считать природу гипербазитов первичномагматической и использовать формационный принцип (по Ю. А. Кузнецову, 1964) при их изучении. Подобный подход определил построение работы и последовательность изложения материала по формационным типам. В начале работы в порядке постановки вопроса впервые для данного региона рассматривается соотношение тектонического и возрастного положения гипербазитов, а затем для каждого из выделенных формационных типов разбираются вопросы, касающиеся их петрографо-минералогических особенностей и геохимической специфики. Отдельно рассматриваются некоторые вопросы геохимии метаморфизма гипербазитов и генезиса медно-никелевых руд. В заключении кратко суммируются основные результаты исследования.

Неодинаковая и неравномерная степень изученности различных массивов и структурных зон не позволила подойти к оценке материала на единой методической основе. Это определило различную степень детальности описания отдельных объектов и ограничило возможности применения методов количественной оценки явлений.

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ КАРЕЛИИ

За последние годы получен обширный материал по геологии, петрографии и петрохимии массивов базит-гипербазитовых пород в ряде районов карелид Карелии. Обобщение материала позволило выделить три генетические формации: собственно гипербазитовую, габбро-перидотитовую и формацию дифференцированных интрузий основных пород, преимущественно габбро-норитов (Богачев и др., 1968б, 1969; Слюсарев, 1968; Попов, 1968; Лавров, 1968).

В ряде районов Карелии были проведены детальные исследования метаморфизма, гранитообразования и тектонического развития архей—нижнепротерозойских образований, а также региональные геофизические съемки. Все это дает возможность представить единую, цельную и достаточно развернутую картину как современного строения, так и истории тектонического развития карелид Карелии и место базит-гипербазитовых комплексов в общей последовательности тектоно-магматического развития карелид.

Тектоническое развитие карелид Карелии. К началу 60-х годов была разработана региональная стратиграфическая схема протерозоя Карелии. Среди протерозойских образований были выделены три группы — нижний, средний и верхний (иотний) протерозой, разделенные поверхностями региональных угловых несогласий. Движения, в результате которых сформировано несогласие между нижним и средним протерозоем, были объединены в период селецких фаз складчатости, тогда как предиотнийская деформация получила название шуйских фаз складчатости. Изучение разрезов нижнего протерозоя показало, что он также может быть четко подразделен на две подгруппы, или два отдела, благодаря интенсивной складчатости, сформировавшей резкое угловое несогласие. Этот период складчатости получил название ребольского (Кратц, 1958, 1963).

В результате литолого-стратиграфического и собственно структурного изучения было установлено, что каждая из трех выделяемых складчатостей характеризуется длительным проявлением и состоит из нескольких последовательных неравнозначных фаз деформации. Тектонические движения каждой подгруппы начинались еще в ходе осадконакопления. Наблюдаемые угловые несогласия документируют лишь последний, сравнительно короткий отрезок времени действия каждого периода деформации. В целом общее время каждого из трех периодов деформации должно оцениваться от момента начала образования отложений той подгруппы, которая в ходе данной деформации была в первый раз вовлечена в деформацию, до момента начала отложения пород, не захваченных данной деформацией. Длительность каждого из трех периодов деформации,

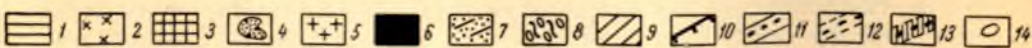
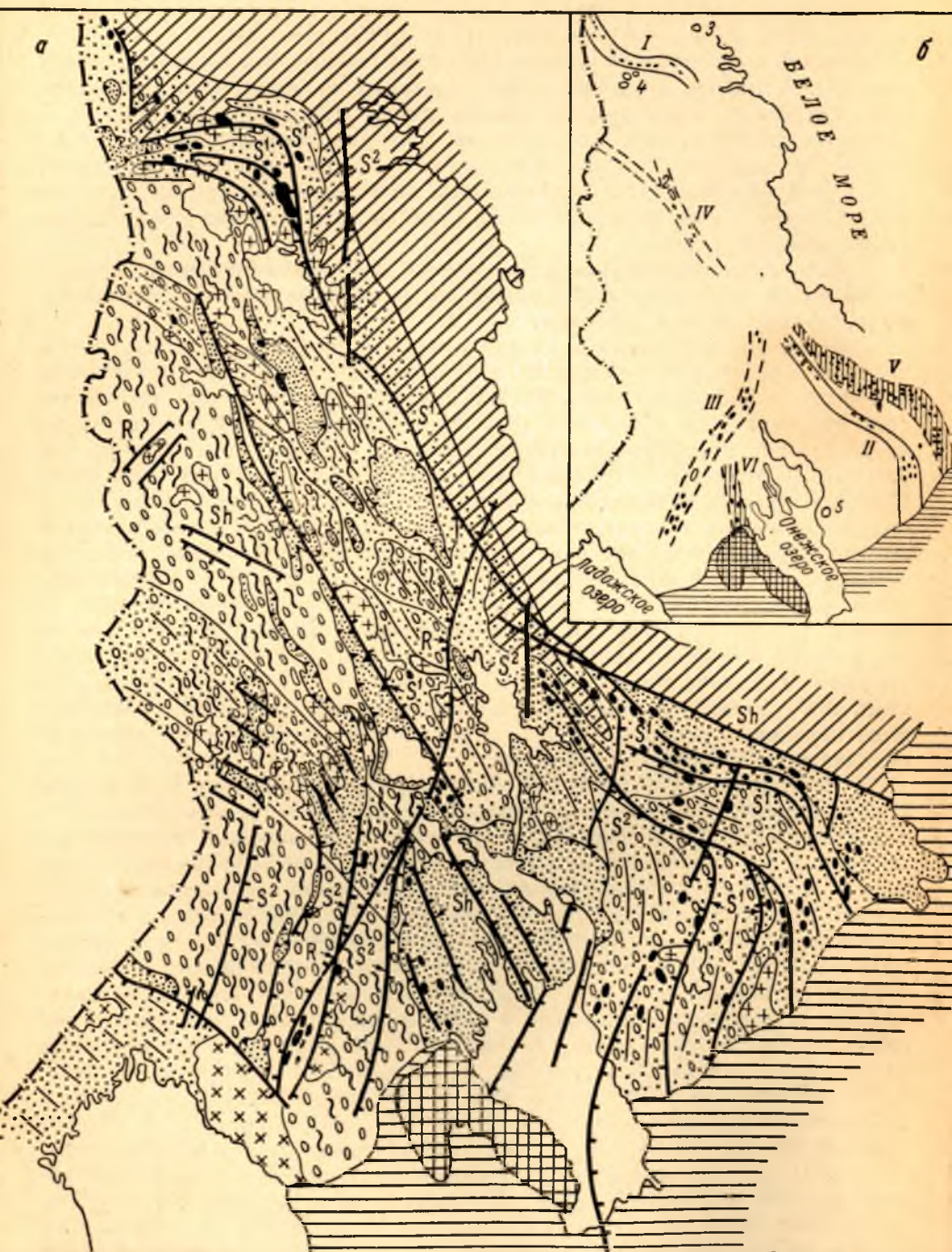
по данным радиометрии, определяется в 200—300 млн лет, и наиболее вероятные возрастные интервалы соответственно составляют: 2500—2200 (± 50), 2150—1950 (± 50) и 1900—1700 (± 50) млн лет.

Нижний протерозой является периодом геосинклинального развития карелид. Основное значение в формировании наблюдаемого тектонического строения территории Карелии имеют структуры ребольской и селецкой складчатостей, формирование которых сопровождалось интенсивной и нередко полной перестройкой предшествующего строения, усиленной прогрессивным региональным метаморфизмом средних и высоких ступеней, и интенсивной, особенно в связи с ребольскими движениями, гранитизацией пород.

Вследствие неоднократного проявления и меняющейся роли каждого из периодов складчатости отдельные части карелид заметно отличаются по характеру своего строения.

Ребольская складчатость охватила всю территорию Карелии, в том числе и образования беломорского комплекса, но особенно интенсивной она была в Западной Карелии, где северо-северо-восточные тектонические структуры этого возраста (рис. 1) определяют наблюдаемый структурный план гранитизированного (главным образом в это же время) гнейсового фундамента карелид. Ребольская складчатость в этой части Карелии явилась главной и в том смысле, что в ходе ее существенно завершился период геосинклинального развития. Если осадочно-вулканогенные образования лопского отдела сложно дислоцированы, испытали интенсивный метаморфизм вплоть до мигматизации и секутся разнообразными синкинематическими и позднекинематическими гранитоидами, то породы сумского отдела нижнего протерозоя ложатся на них с резким несогласием и корой выветривания в основании, смяты в пологие, часто открытые складки, весьма слабо метаморфизованы и секутся лишь мелкими интрузиями наиболее поздних микроклиновых гранитов. Эти взаимоотношения свидетельствуют о невысокой интенсивности селецкой складчатости в Западной Карелии.

В Восточной и Северной Карелии, а также в Северном Приладожье в современном тектоническом строении доминируют северо-западные и запад-северо-западные структуры ранних, одновременно являющихся главными, фаз селецкой складчатости. Они, как и ребольские структуры, представлены разнопорядковыми изоклинальными линейными складками с резкой сланцеватостью и гнейсовидностью вдоль осевых поверхностей, в основном опрокинутых на север и северо-восток. Складки сопровождаются многочисленными согласными нарушениями, главным образом надвигового типа, выступающими как зоны скольжения, развалцевания и бластомилонитизации, к которым приурочены разновозрастные интрузии от ультраосновных до кислых. Прогрессивный региональный метаморфизм меняющейся степени и формирование гранитов сопровождают деформацию и следуют за ней. В результате ранних фаз селецкой складчатости геосинклинальное развитие было закончено по всей области карелид Карелии. В этот период были сформированы наиболее существенные черты их современного тектонического строения. В особенности обращает на себя внимание как бы облекание раннеселецкими структурами территории Западной Карелии с сохранившимся, почти не искаженным планом ребольских структур (рис. 1). Это облекание не является пассивным. Напротив, ребольские структуры секутся, деформируются и переориентируются сквозными раннеселецкими направлениями. Так как территория Западной Карелии является восточной частью более обширного Восточно-Финляндского антиклинального поднятия, можно считать, что эта тектоническая структура первого порядка была сформирована в ходе раннеселецких движений.



Внутри области преобладающего развития раннеселецких структур сохраняются более мелкие «останцы», главным образом гнейсо-гранитные с реликтовыми ребольскими структурами. В литературе они определяются как купола, блоки, глыбы или поднятия. Гнейсо-гранитные «купола» Северного Приладожья, Тунгудская «глыба» в Восточной Карелии, Пяозерско-Тикшезерское «поднятие» в Северной Карелии могут быть приведены как примеры таких структур.

Фаза почти меридиональных, северо-северо-восточных движений, несколько условно рассматриваемая как позднеселецкая, т. е. еще ниже-протерозойская, не вызвала заметной тектонической перестройки и не сопровождается повсеместной складчатостью, хотя мелкие складки, сланцеватость и линейность обычны. Для нее наиболее свойствен «разломный» характер проявления с концентрацией движений в узких, шириной в несколько километров, но очень протяженных зонах скольжения и расланцевания. При площадном распространении сланцеватости она не сопровождается заметными крупными складками и, следовательно, не искажает предшествующего плана строения. В Западной Карелии зоны позднеселецких движений определяют форму и пространственное размещение наложенных прогибов среднего протерозоя.

Эпизогесинклинальный среднепротерозойский этап развития карелид Карелии характеризуется накоплением мощных покровных карбонатно-терригенных толщ. Осадконакопление сопровождается основным вулканизмом, особенно интенсивным в конце этапа. Основной формой прогибов являются наложенные мульды и синклинали, в той или иной мере разбитые согласными крутопадающими сбросами и взбросами и переходящие в грабен-синклинали и приразломные синклинали (Кратц, Лазарев, 1961).

В Западной Карелии наложенные прогибы среднего протерозоя образуют две цепочки, тянущиеся в меридиональном направлении и приуроченные к зонам позднеселецких движений. Внутри этих прогибов, особенно в Лубосалминской и Воломо-Пенингской грабен-синклиналях и Янгозерской мульде, пологие, нередко флексурные открытые складки, сопровождаемые согласными сбросами и взбросами, имеют северо-западное или даже запад-северо-западное простирание, резко несогласное с общей вытянутостью прогибов.

Литолого-фациальный анализ ятулийских образований Карелии свидетельствует, что окончательное оформление прогибов происходило во время осадконакопления и сопровождалось конседиментационной складчатостью (Соколов и др., 1970). Северо-западные структуры, секущие весь разрез среднего протерозоя, являются постседиментационными и, вероятно, относятся к возрастному интервалу между отложениями среднего и верхнего протерозоя. Северо-западные разломы этого возраста, обычно залеченные дайками габбро-диабазов, отчетливо регистрируются в досреднепротерозойском фундаменте и, как правило, хорошо выражены в рельефе.

Рис. 1. Схемы тектонического строения (а) и размещения интрузий и поясов (б) ультраосновных пород протерозоя Карелии.

1 — палеозойский платформенный чехол; 2 — граниты рапакиви; 3 — верхний протерозой (истинный); 4 — наложенные прогибы среднего протерозоя; 5 — интрузии нижнепротерозойских гранитов, главным образом поститийских; 6 — базит-гипербазитовые интрузии; 7 — области интенсивного и преобладающего развития структур селецких фаз складчатости и их направление; 8 — области преобладающего развития структур ребольских фаз складчатости и их направление; 9 — беломориды; 10 — разломы; 11 — гипербазитовый формационный тип, нижний протерозой; 12 — габбро-перидотитовый формационный тип, нижний протерозой; 13 — габбро-перидотитовый формационный тип, средний протерозой; 14 — дифференцированные интрузии; римские цифры — пояса гипербазитовых интрузий: I — Северо-Карельский, II, V — Ветреный пояс, III — Хаутавааро-Сегозерский, IV — Шомбозерский, VI — Онежская мульда; арабские цифры — дифференцированные массивы: 1 — Кивач, 2 — Гайколя, 3 — Ковдозеро, 4 — Олангские, 5 — Бураковский; предполагаемый возраст заложения разломов: R — ребольские, S¹ — раннеселецкие, S² — позднеселецкие, Sh — шуйские фазы складчатости.

В направлении к области раннеселецкой складчатости северо-северо-восточная вытянутость среднепротерозойских прогибов сменяется северо-западной, и здесь уже постседиментационные складки и разломы являются согласными с общими контурами мульд и грабен-синклиналей. Одновременно возрастает общая интенсивность смятия, обуславливающая в Восточной Карелии видимое согласное залегание среднего протерозоя с нижним.

В целом постседиментационные структуры шуйской складчатости повторяют направления раннеселецких структур, в то же время наблюдаемая форма самих прогибов и, по-видимому, вообще направления конседиментационных структур обусловлены и подчинены главным структурным направлениям фундамента, северо-северо-восточным в области преобладающего значения ребольских структур, усиленных позднеселецкими движениями, и северо-западным и широтным в районах доминирующего развития раннеселецких структур.

Б а з и т - г и п е р б а з и т о в ы е ф о р м а ц и и. Известные к настоящему времени базит-гипербазитовые массивы генетически связаны со всеми тремя главными периодами складчатости, хотя их распределение по отдельным периодам неравнозначно.

Только в трех случаях может быть достаточно достоверно установлена связь формирования гипербазитов с ребольскими движениями. На Ветреном поясе часть массивов ультраосновных пород залегает среди образований парандовской серии лопского отдела нижнего протерозоя и предшествует отложению тунгудско-надвоицкой серии сумского отдела нижнего протерозоя (Богачев и др., 1968), что свидетельствует о их формировании до начала селецких фаз складчатости.

Другой пример относится к Западной Карелии. На Костамукшском месторождении железистых кварцитов в тесной ассоциации с породами гимольской серии и, как правило, вдоль контактов слюдистых и графитистых сланцев с железистыми кварцитами залегают протяженные тела тальк-хлоритовых, хлорит-актинолитовых и биотит-актинолитовых сланцев. Химический состав этих пород отвечает гипербазитам. Поскольку метаморфизм является существенно изохимическим, наблюдаемый химический состав сланцев отвечает составу исходных пород, испытавших складчатость и метаморфизм ребольского возраста совместно с породами гимольской серии. Наконец, тальк-хлоритовые и хлорит-амфиболовые сланцы, согласно залегающие среди пород парандовской серии в районе Надвоицы—Парандово в Восточной Карелии (Гилярова, 1966), также, возможно, представляют метаморфизованные ультраосновные породы, связанные с ребольской складчатостью и метаморфизованные совместно с другими породами серии.

Во всех этих случаях ультраосновные породы являются раннескладчатыми и предшествуют как пику регионального метаморфизма, так и формированию гранитоидов, т. е. по своему положению отвечают собственно гипербазитовой формации ранних этапов геосинклинального развития. В отличие от более молодых ультраосновных пород они полностью метаморфизованы и не содержат первичных минералов, однако проведенное для ультраосновных пород Ветреного пояса детальное сравнительное петрохимическое изучение подтвердило общность состава наиболее ранних гипербазитов с породами собственно гипербазитовых формаций (Слюсарев, 1968). Все это позволяет считать, что ультраосновные породы, являющиеся раннескладчатыми или доскладчатыми по отношению к ребольскому периоду деформации, скорее всего, относятся к собственно гипербазитовой формации.

Большинство известных массивов базит-гипербазитовых пород как гипербазитовой, так и габбро-перидотитовой формаций, а также все

массивы дифференцированных габбро-поритовых интрузий (рис. 1) размещаются в области селецкой складчатости. Это свидетельствует о тесных возрастных взаимоотношениях гипербазитов с селецкими движениями. Нижнепротерозойские, но явно постребольские метаморфизованные интрузии гипербазитов известны и в Западной Карелии, вне области основного проявления селецкой складчатости. Таковы, например, гипербазиты оз. Совдозеро.

В области селецкой складчатости к гипербазитовой формации относятся лишь Северо-Карельский гипербазитовый пояс, ряд массивов которого был детально изучен М. М. Лавровым (Лавров, 1968).

По данным М. М. Лаврова и Н. И. Московченко (Н. И. Московченко, 1969 г.), изучавших структурную и метаморфическую историю карелид Кукаозерско-Тикшезерской зоны, можно заключить, что массивы гипербазитовой формации сформировались до главной фазы селецкой складчатости, сопровождавшейся синтетоническим региональным метаморфизмом, гранитизацией и мигматизацией пород и формированием калина-товых гранитов. В то же время эта складчатость вряд ли является первой, так как захватывает весь разрез нижнего протерозоя, состоящий из двух серий, разделенный перерывом в осадконакоплении. Поскольку гипербазиты являются более молодыми, чем породы верхней, хирвинаволокской серии, их внедрение, очевидно, связано с ранними стадиями селецкой складчатости.

Для Северо-Карельского гипербазитового пояса свойственны разнообразные условия залегания и различная степень метаморфизма отдельных массивов. Только наиболее мелкие тела нацело метаморфизованы. Что касается условий залегания, то прежде всего необходимо отметить приуроченность гипербазитов как к сланцевым толщам нижнего протерозоя, так и к гнейсам и гранито-гнейсам беломорского комплекса в пределах Беломорского блока. Гипербазиты также залегают среди гранито-гнейсов, образующих полностью переработанные выходы основания в области карелид.

Тела гипербазитов, залегающие среди нижнепротерозойских образований, обычно имеют вытянутую линзовидную форму, согласную с залеганием вмещающих пород; нередко они локализованы вдоль контактов литологически контрастных пород. В выступах гнейсо-гранитов более отчетливо выступает приуроченность гипербазитов к согласным разрывным нарушениям, они отчетливо группируются в линейно-вытянутые цепочки интрузий. Наиболее сложная и неправильная форма свойственна гипербазитам, залегающим в пределах Беломорского блока.

Нижнепротерозойская габбро-перидотитовая формация в настоящее время изучена лишь в синклинальной зоне Хаутаваара—Чалка (Попов, 1968). Породы формации образуют целый ряд мелких и средних массивов меняющегося состава, как однородных, так и заметно дифференцированных. Дифференциация особенно хорошо проявлена в наиболее крупном массиве Хюрсюля, с другой стороны, многочисленные мелкие массивы образуют единый петрохимический ряд.

Габбро-перидотитовая формация моложе всех суперкрупных пород нижнего протерозоя и в том числе синкинематических гранодиоритов, входящих в состав диорит-плагиогранитной серии (Лобач-Жученко и др., 1969), но древнее пород гранитной серии, представленной существенно калиевыми гранитами. Часть массивов приурочена к северо-северо-восточному разлому, ограничивающему зону Хаутаваара—Чалка с запада, и вытянута в этом направлении. В то же время массивы гипербазитов залегают внутри зоны, образуя цепочки интрузий, вытянутые в северо-западном направлении. Таким образом, в своем размещении отдельные массивы образуют как бы сетку из двух направлений: северо-восточ-

ного и северо-западного. Оба направления выступают как вполне одновременные, так что некоторые массивы, вытянутые в северо-западном направлении, локализованы в зоне краевых разломов северо-восточного направления. Все массивы пересечены зонами расслаивания, амфиболитизации и гидротермального изменения северо-северо-восточного направления. Эти данные свидетельствуют, во-первых, об образовании габбро-перидотитовой формации после завершения ребольской складчатости, но до начала субмеридиональных движений поздней фазы селецкой складчатости. Тот факт, что массивы, залегающие среди нижнепротерозойских суперкрупных образований, имеют северо-западное направление, отвечающее направлению ранних селецких структур, и оно свойственно части массивов, локализованных среди краевого разлома, скорее всего, свидетельствует о синхронности их с ранними фазами селецкой складчатости, когда одновременно возобновились движения по мощной зоне разломов северо-восточного направления, заложенной еще в ходе ребольской складчатости. Ввиду отсутствия данных о структурной и метаморфической истории суперкрупных образований нижнего протерозоя в настоящее время нельзя сказать, являются ли массивы габбро-перидотитовой формации раннескладчатыми или позднекладчатыми. Такие факты, как вполне непрерывный петрохимический переход мелких массивов гипербазитов к более молодым оливиновым габбро-норитам массива Кивач и одинаковая направленность хода кристаллизационной дифференциации последнего с расслоенными интрузиями основных пород олангской группы, могут свидетельствовать о близости времени образования габбро-перидотитовой формации с дифференцированными габбро-норитовыми массивами. Таким образом, петрохимические данные указывают на позднекладчатый возраст габбро-перидотитовой формации.

К той же зоне разломов, что и габбро-перидотитовая формация района Хаутаваара—Чалка, приурочены ультраосновные массивы юго-восточного берега оз. Сегозеро и района Надвоицы—Идель. Эти массивы пересекают весь разрез нижнего протерозоя, в том числе основные вулканы тунгудско-надвоицкой серии, и сами секутся лишь поздними существенно калиевыми гранитами. Аналогичные возрастные отношения свойственны и упоминавшимся выше ультраосновным породам оз. Совдозеро.

Имеющиеся данные свидетельствуют, что гипербазиты массива Совдозеро и вмещающие их зеленые сланцы и метадиабазы приурочены к зоне разломов меридионального направления и образуют цепочку вытянутых с юга на север мелких тальк-хлоритовых и серпентинитовых тел.

Таким образом, давно известные ультраосновные породы оз. Сегозеро и Совдозеро, вероятно, входят в состав габбро-перидотитовой формации, для которой, очевидно, свойственна четкая приуроченность к мощным зонам разломов.

Массивы, входящие в состав дифференцированных интрузий основных пород, можно разделить на две группы. Первую составляют массивы олангской группы интрузий Северной Карелии: Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара, Кундозеро. Сюда же, возможно, относится и почти неизученный Бураковский массив Ветреного пояса. Вторая группа образована массивами центральной части Восточной Карелии и массивом Ковдозеро в пределах Беломорского блока.

Рассмотрим вначале данные, относящиеся к массивам второй группы. Особенно близки между собой массивы Кивач и Гайколя (стр. 95). Их формирование происходило в две интрузивные фазы. Первая фаза (преимущественно габбро-нориты) отвечает боуновской тенденции дифференциации. Породы второй фазы фактически представляют собой самосто-

ятельные массивы основных пород, примыкающие к породам первой фазы внедрения, и соответствуют феннеровской тенденции (стр. 95).

Уже отмечалось, что для габбро-норитов массива Кивач намечается объединение с породами габбро-перидотитовой формации в единый петрохимический ряд. М. Г. Попов (1968) рассматривает их как наиболее молодой и пространственно обособленный член формации. Если учесть, что в районе Хаутаваара—Чалка с юга на север наблюдается четкая смена ультраосновных массивов все более кислыми, а массив Кивач представляет собой самый северный массив района, то отнесение его к габбро-перидотитовой формации представляется достаточно правомочным.

Массив Гайколя также находится в тесной пространственной связи с многочисленными мелкими интрузиями гипербазитов Шомбозерского синклинория и поэтому, вероятно, относится к последним стадиям формирования габбро-перидотитовой формации.

Еще большее сходство с габбро-перидотитовой формацией района Хаутаваара—Чалка свойственно Ковдозерскому массиву или точнее Ковдозерской группе массивов основных и ультраосновных пород (стр. 95). Среди отдельных массивов установлены как слабодифференцированные, так и недифференцированные тела, сложенные оливинитами, перидотитами, пироксенитами и габбро-норитами. Причем ультраосновные породы в целом преобладают. Петрохимически все массивы отвечают боузовскому пути кристаллизации. А. И. Богачевым и Н. А. Горбик все эти породы отнесены к первой фазе формирования массива. В качестве второй фазы рассматриваются дайки основных пород, которые четко отделены от пород первой фазы и приурочены к широтной тектонической зоне. Для них свойственно колебание составов, отвечающее феннеровскому пути.

Таким образом, все массивы однотипны в том отношении, что состоят из двух самостоятельных фаз внедрения и каждая из них следует к тому же собственному пути эволюции составов. С другой стороны, обнаруживается далеко идущее сходство с массивами габбро-перидотитовой формации, конечные стадии формирования которой, скорее всего, представляют породы первой фазы внедрения. Отметим еще, что массив Кивач, тектоническое положение которого является наиболее ясным, располагается на пересечении двух зон разломов: ранней, северо-восточной, заложенной еще в ребольском периоде и определяющей западную границу синклинальной зоны Хаутаваара—Чалка, и меридиональной, вероятно позднеселецкой, определяющей восточную границу этой зоны. Интересно, что более ранние, существенно ультраосновные массивы габбро-перидотитовой формации известны только в зоне ранних разломов. Наблюдаемое расположение массива, возможно, является следствием его формирования уже во время поздних селецких движений. Таким образом, формирование габбро-перидотитовой формации оказывается достаточно длительным и захватывает весь межтектонический интервал между ранними и поздними фазами селецких движений. Естественно, что это должно было способствовать развитию кристаллизационной дифференциации.

Суммируя данные многократных исследований интрузий Олангской группы, можно перечислить следующие свойственные им общие признаки.

1. Все интрузии образуют пологозалегающие пластинообразные тела с автономным внутренним строением, в разрезе которых доминируют габброиды: оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты и габбро. Все массивы в той или иной мере стратифицированы с последовательной сменой вверх по разрезу основных пород более кислыми.

2. Породы интрузий не захвачены метаморфизмом в отличие от массивов гипербазитового комплекса и сами интрузии отчетливо наложены на тектонические структуры нижнего протерозоя.

3. Все интрузии однофазовые, и кристаллизационная дифференциация идет в основном при постоянстве содержания SiO_2 с ростом коэффициента фракционирования вверх по разрезу.

4. Интрузии сближены пространственно и вытянуты в виде субширотной цепочки. Все они имеют преобладающее северное падение.

5. Геологически интрузии приурочены к поперечному сводовому поднятию между Кукаозерско-Тикшезерской и Панаярвинской синклинальными зонами карелид. Залегают они на предположительно архейском основании, хотя и сильно переработанном раннеселецкой складчатостью и, вероятно, гранитизированном в это же время. Наконец, интрузии располагаются на внутренней стороне дуги, образованной нижнепротерозойскими структурами.

6. В целом интрузии несут черты формации дифференцированных основных интрузий молодых платформ.

Общность пространственного размещения, геологического положения, внутреннего строения и состава свидетельствует об одновозрастности массивов.

В настоящее время можно говорить с уверенностью, что эти массивы древнее поздне- или даже посткинематических нижнепротерозойских гранитов Нуорунен, на основании чего возраст интрузий большинством исследователей определяется как поздний нижнепротерозойский.

Четко расслоенный характер интрузий в основном предопределялся местными тектоническими факторами. Обращает на себя внимание поэтому приуроченность Олангских интрузий, во-первых, к поперечному субмеридиональному сводовому поднятию и, во-вторых, к жесткому гранито-гнейсовому основанию. В ходе формирования этой поперечной антиклинали субширотные раннеселецкие разломы могли быть возобновлены, но уже не как зоны скалывания—скольжения, а как поперечные зоны растяжения. Хотя простираение этих возобновленных разломов соответствует направлению раннеселецких структур, их северное падение противоположно южному падению раннеселецких структур, с которыми связаны массивы гипербазитового комплекса, и представляет собой, очевидно, отражение ориентировки осей позднеселецкого поля напряжений. Но вместе с тем такое падение свидетельствует, что магма поступала в целом из того же источника, что и магма гипербазитов.

Так как поперечные трещины растяжения всегда формируются на сравнительно поздних стадиях развития структур и вдоль них перемещение отсутствует, создается локальная обстановка тектонического спокойствия. Характер окружающих пород в этом смысле создавал дополнительно благоприятные условия. В целом можно считать, что по времени своего образования дифференцированные интрузии основных пород отвечают позднеселецкой фазе субмеридиональных движений, т. е., вероятно, одновременны с близкими к ним массивами Кивач и Гайколя. Их специфические особенности определяются главным образом не более поздним возрастом, а своеобразием тектонической обстановки. Отметим, что Бураковский массив, входящий в эту же группу дифференцированных основных пород, аналогичен массивам Олангской группы не только по составу пород и их залеганию, но и по особенностям пространственного размещения и геологического положения (стр. 95).

Среднепротерозойские гипербазиты известны в двух районах: на Ветреном поясе и в среднепротерозойской Онежской мульде, занимающей северное обрамление Онежского озера и Заонежский полуостров (Гилярова, 1944). В обоих районах гипербазиты пространственно и геологически теснейшим образом связаны с вулканогенной формацией суйсарского отдела среднего протерозоя. Их внедрению предшествуют излияния основных лав, сменяющихся пикрито-базальтами и пикритами. По иссле-

дованиям А. И. Богачева и В. Д. Слюсарева, на Ветреном поясе гипербазиты входят в состав габбро-перидотитовой формации. На Ветреном поясе среднепротерозойские гипербазиты отчетливо приурочены к зонам разломов и образуют пояса интрузий, залегающих как среди среднепротерозойской серии Ветреного пояса, так и среди пород нижнего протерозоя. В Прионежье все известные интрузии гипербазитов залегают только среди образований среднего протерозоя.

В целом породами габбро-перидотитовой формации закономерно венчается антидромное развитие основного магматизма среднего протерозоя (А. И. Богачев и др., 1970 г.). Появление их в указанных структурах не случайно, так как именно здесь была сформирована полная эволюционная последовательность основных вулканитов, отсутствующая в других структурах. Кроме того, обе эти структуры приурочены к области завершающей селецкой складчатости, где тектонические движения среднего протерозоя унаследовали направления нижнепротерозойских структур и возобновляли их.

Выводы

1. В истории карелид устанавливается двукратное формирование как собственно гипербазитовой, так и габбро-перидотитовой формации.

2. Гипербазитовые формации связаны с наиболее ранними фазами ребольской и селецкой складчатости и стоят в начале ряда магматических формаций геосинклинального периода нижнего протерозоя.

3. Другие базит-гипербазитовые формации, кроме собственно гипербазитовой, связанные с ребольским периодом складчатости, неизвестны. С периодом селецкой складчатости связаны также ранняя габбро-перидотитовая формация и несколько более поздняя формация расслоенных интрузий основных пород. Эти формации в свою очередь образуют между собой вполне непрерывный переход. Время их формирования отвечает интервалу от конечных стадий раннеселецких фаз складчатости до образования разломов, отвечающих позднеселецкой фазе движений. В целом эти формации относятся к завершающему этапу геосинклинального развития и формируются после образования синкинематической диорит-плагиогранитной, но до образования поздне- и посткинематической гранитной серии.

4. Среднепротерозойская габбро-перидотитовая формация формируется также на заключительном этапе среднепротерозойского развития.

5. Для пород ранней (ребольской) гипербазитовой и ранней (селецкой) габбро-перидотитовой формаций устанавливается четкая локализация среди суперкrustальных образований нижнего протерозоя. Массивы этих формаций в пределах гнейсо-гранитного основания пока неизвестны. Для габбро-перидотитовой формации одновременно устанавливается четкая приуроченность к разломам, заложенным в ходе ребольской или в предшествующие фазы селецкой складчатости.

6. Массивы поздней (селецкой) гипербазитовой и поздней (шуйской) габбро-перидотитовой формаций обнаруживают четкую приуроченность к разломам, секущим разновозрастные комплексы пород. Вследствие этого они обнаруживаются как среди суперкrustальных образований карелид, так и в породах основания.

7. Массивы дифференцированных основных интрузий платформенного типа, т. е. массивы Олангской группы, приурочены к разломам более раннего заложения и имеющим поперечное направление по отношению к структурам, с которыми связаны интрузии по возрасту. Все они располагаются среди жесткого гранито-гнейсового фундамента.

ГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ СИНКЛИНОРНАЯ ЗОНА

Гипербазитовый комплекс Северной Карелии образуют многочисленные интрузии ультраосновных пород, протяженным поясом следующие вдоль Северо-Карельской синклинорной зоны карелид. Основная масса тел размещается среди пород осадочно-вулканогенного комплекса (рис. 2) и в том числе среди пород верхней карбонатно-сланцевой толщи (хирвиноволокской свиты, по К. О. Кратцу, 1963). Часть массивов (Каменноозерская группа) залегает в гнейсах и гранито-гнейсах архея.

Все интрузии являются согласными пластовыми, линзовидными и линзовидноовальными телами небольших размеров (Лавров, 1968). Они дислоцированы совместно с вмещающими породами, вследствие чего нередко имеют форму крутопадающих «обжатых» линз, иногда будинированы и, как правило, интенсивно рассланцованы в краевых зонах.

Интрузии сложены апооливинитовыми, реже апоперидотитовыми серпентинитами, серпентин-хлорит-амфиболовыми и хлорит-амфиболовыми породами с переменным содержанием талька и карбоната. Первичные породы сохранились в центральных частях крупных массивов и представлены оливинитами. Пироксены в их составе в качестве первичных минералов не играют существенной роли. Как в оливинитах, так и в перидотитах пироксены нацело замещены псевдоморфозами тремолита. Повсеместно в гипербазитах присутствует магнетит в количестве 2—10%, в среднем 4—6%.

Изменения первичных гипербазитов сложны и многостадийны. К ним принадлежат: серпентинизация, пироксенизация, оливинизация, амфиболизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация.

Серпентинизация гипербазитов осуществлялась в автометаморфическую и аллометаморфическую стадии. С автометаморфизмом связано образование лизардита и редко хризотила по петельчатым трещинкам в оливине. По масштабу проявления серпентинизация этой стадии незначительна. Массовая серпентинизация гипербазитов связана с аллометаморфическими процессами. В эту стадию формируются антигоритовые и в единичных массивах (Ханкусъярви) лизардитовые серпентиниты. Антигорит замещает автометаморфический петельчатый лизардит и непосредственно развивается по оливину. Серпентинизация осуществлялась от периферии массивов к центру. Поступление серпентизирующих растворов и процесс замещения облегчались трещиноватостью и рассланцеванием гипербазитов, вызванных участием их в складчатых движениях. При этом мелкие тела замещались полностью, а крупные — по краевым зонам.

Метасоматическая пироксенизация (энстатитизация и диопсидизация) и вторичное оливинообразование обнаруживаются во многих массивах, но развиты локально и незначительно. По морфологии и способам проявле-

ния они подобны аналогичным процессам в гипербазитах многих районов (Зимин, 1965; Рудник, 1965; Морковкина, 1967).

Энстатитизация широко распространена в массиве Ханкусъярви. Она развивалась до аллометаморфической серпентинизации (лизардитизации) в твердой породе, испытавшей к этому периоду сильные деформации с дроблением оливинитов и образованием густой системы продольной трещиноватости — листоватости. Вдоль этих трещин формировались жилы мономинеральных энстатитов. Кроме жил энстатит насыщает породу

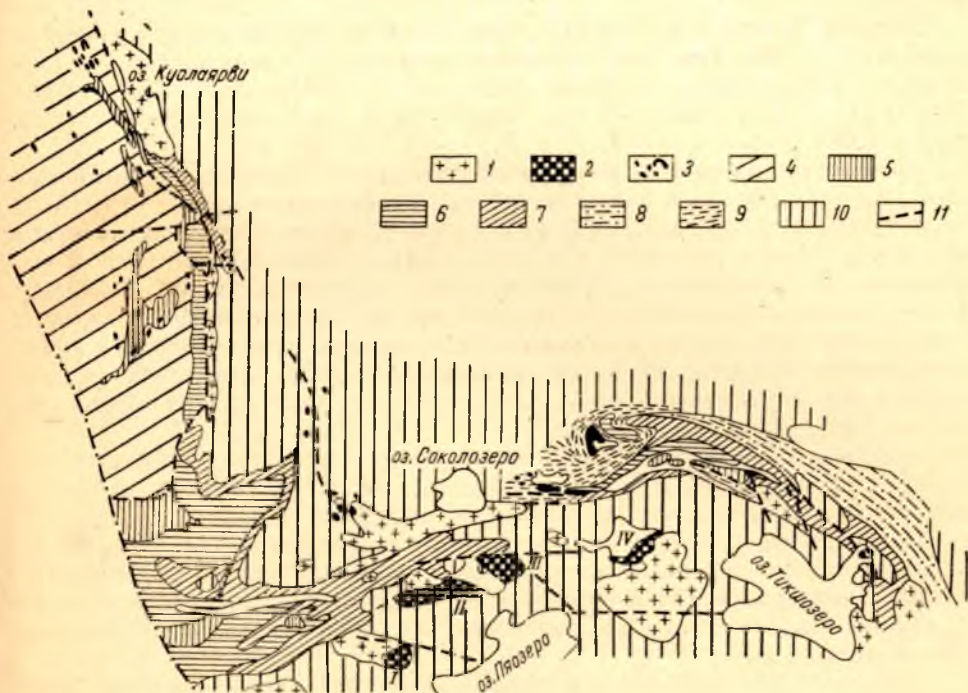


Рис. 2. Размещение гипербазитовых и расслоенных интрузий в Северо-Карельской синклинной зоне.

1 — граниты; 2 — дифференцированные основные интрузии; 3 — гипербазиты; 4 — диабазовый интрузивно-вулканогенный комплекс; 5 — верхняя карбонатно-сланцевая толща; 6 — средняя кварцито-сланцевая толща; 7 — нижняя осадочно-вулканогенная толща; 8 — нерасчлененная толща сланцев и гнейсов (ириногорская свита); 9 — гнейсы и мигматиты (области протерозойской гранитизации); 10 — гнейсы и гранито-гнейсы архея; 11 — разломы; римские цифры — дифференцированные основные интрузии: I — Кивакка, II — Ципринга, III — Луккулайсвара, IV — Кундозеро.

массой рассеянных вкрапленников, вследствие чего оливиниты в большей части превращены во вторичные гарцбургиты.

Оливинизация и диопсидизация встречаются редко. Вторичные оливины развиваются в серпентинитах в виде очень мелких полосок и пятен микрозернистого агрегата или образуют полосовидные скопления крупных (до 0.5 см) порфиробласт. Диопсидовые пироксениты в массиве Невгозеро образуют узкую (несколько метров) и протяженную на несколько километров полосу вдоль северо-западного контакта.

С поздними процессами вторичного изменения гипербазитов связано широкое развитие хлорита, тремолита, антофиллита, карбоната и талька. Наиболее активному замещению с образованием амфиболовых, хлорит-амфиболовых и реже карбонат-хлорит-амфиболовых пород подвержены контактовые зоны массивов. К центру тел интенсивность замещения убывает, но мелкие тела часто являются измененными почти нацело.

Химический состав гипербазитов различных массивов весьма близок (табл. 1). Наблюдаемые различия в содержании отдельных окислов вызваны присутствием в анализируемых пробах разнообразных по составу и количеству вторичных минералов (серпентин, хлорит, амфибол, тальк, карбонат). Это относится как к группе оливинитов, для которых различие между пробами по количеству вторичных (особенно серпентина) достигает иногда 10%, так и к группам серпентинитов и серпентин-хлорит-амфиболовых пород, в которых эти различия достигают больших пределов.

Средний состав неизмененных гипербазитов (оливинитов),¹ учитывая известную условность арифметического среднего, характеризуется следующим содержанием окислов: SiO_2 — 37.3, TiO_2 — 0.1, Al_2O_3 — 1.0, $\text{Fe} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 12.0, MnO — 0.14, MgO — 42.5, CaO — 0.3, Na_2O — 0.05, K_2O — 0.01%.

Значительные изменения состава гипербазитов связаны с метаморфизмом. Серпентинизация сопровождается уменьшением количества MgO и увеличением Al_2O_3 . Содержание щелочей не испытывает существенного изменения. То же относится и к кремнезему, количество которого незначительно увеличивается в антигоритовых серпентинитах оз. Невгозеро и Куоляярви. Исключение составляет массив Ханкусъярви, в котором содержание SiO_2 при серпентинизации заметно понижается. С амфиболизацией, хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией связано прогрессивное увеличение SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O , при этом количество MgO резко уменьшается.

Содержание железа в гипербазитах в среднем высокое, но значительно колеблется. Это свойственно для каждого массива и зависит от неравномерного распределения магнетита в породе.

Несмотря на отдельные колебания окислов, в целом для всех интрузий устанавливается как по первичным породам, так и по метаморфизованным разновидностям близкое сходство состава, свидетельствующее о принадлежности данного гипербазитового комплекса к однородной ассоциации.

Геохимические особенности гипербазитов рассматриваются на основании 330 спектральных полуколичественных анализов и химических определений Ni, Co, Cu, Cr, V, P, S в 90 пробах из различных массивов.

Спектральным анализом устанавливается ограниченный набор микроэлементов. Оливиниты содержат в основном элементы семейства Fe: Cr, Ni, Ti, Co, V, Cu и Zn. В серпентинитах и слабо амфиболизованных и хлоритизированных серпентинитах набор элементов сохраняется прежним, за исключением некоторых проб неугозерских гипербазитов, в которых появляется Pb. С интенсивной хлоритизацией, амфиболизацией, карбонатизацией и оталькованием связано появление Sr, Zr, Sc. В измененных гипербазитах (хлорит-амфиболовых породах) появляются, кроме того, Ag и Ga, а для массива Невгозеро вместе с ними — Ba и Be. Содержание элементов существенно не отклоняется от среднемировых содержаний в ультраосновных породах, приводимых А. П. Виноградовым (1962).

Точная количественная оценка содержания элементов в гипербазитах и их распределение в процессе метаморфизма приводятся по данным химических определений.

Н и к е л ь. Неизмененные или слабо измененные оливиниты сохранились в Невгозерском, Ханкусъярвинском, Тикшезерском и Куоляярвинском массивах. Содержание NiO в оливинитах этих массивов приводится в табл. 2.

¹ В средний состав не включены анализы оливинитов из Куоляярвинской группы интрузий (табл. 1), так как они не отражают состав группы в целом.

Средние содержания (вес. %) и стандартные отклонения окислов в гипербазитах Северо-Карельской зоны карелид

2 Геохимия гипербазитов

Породы	Интрузии	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
Оливиниты	Невгозерская	11	36.45 1.078	0.12 0.053	1.36 1.076	4.80 1.760	5.52 0.949	0.15 0.023	42.80 2.100	0.35 0.500	0.04 0.024	0.00 —	7.81 1.292
	Ханкусярвинская	13	38.34 1.780	0.10 0.049	0.72 0.836	7.99 2.632	4.70 1.165	0.12 0.025	43.25 1.376	0.30 0.53	0.05 0.019	Сл. —	4.26 1.685
	Тикшезерская	3	36.74	0.10	0.85	6.29	7.29	0.16	40.42	0.04	0.1	Сл.	7.30
	Куолаярвинская	2	39.62	0.30	3.41	3.24	7.49	0.14	36.50	2.13	0.11	0.13	5.82
	Каменноозерская	2	35.46	0.16	1.22	5.95	5.24	0.11	40.82	0.26	0.13	0.04	10.03
Серпентиниты	Невгозерская	8	37.23 1.994	0.22 0.084	2.24 0.645	7.13 1.962	4.76 1.286	0.14 0.054	36.99 2.489	0.11 0.18	0.06 0.023	0.00 —	10.51 1.137
	Ханкусярвинская	11	34.50 2.438	0.13 0.035	0.92 1.195	7.56 1.322	2.26 0.839	0.18 0.061	39.79 2.709	Сл. —	0.07 0.049	Сл. —	14.07 1.250
	Куолаярвинская	1	38.70	0.19	4.32	5.46	3.35	0.10	37.37	0.12	Сл.	Сл.	9.88
	Каменноозерская	1	37.83	0.15	2.91	6.48	3.58	0.08	37.05	0.58	0.10	0.00	10.68
Серпентин-хлорит-амфиболовые породы с тальком и карбонатом	Куолаярвинские	21	41.01 0.809	0.40 0.087	5.14 0.868	3.57 1.047	8.11 0.866	0.16 0.031	28.17 1.638	3.46 0.868	0.14 0.15	0.03 0.056	8.85 0.692
	Невгозерская	5	40.70 1.449	0.24 0.071	3.48 0.603	6.74 0.236	6.61 1.819	0.21 0.084	29.72 2.490	3.67 0.229	0.10 0.032	Сл. —	7.88 1.758
	Тикшезерская	6	39.38 2.885	0.19 0.136	2.94 1.310	6.53 2.187	5.94 0.962	0.15 0.036	30.56 3.839	3.46 2.422	0.06 0.036	0.05 0.049	9.97 4.49
	Ниваярвинские	3	36.71	0.33	2.60	9.26	4.77	0.10	33.54	2.54	0.09	0.03	9.77

Примечание. В числителе — средние содержания, в знаменателе — стандартные отклонения.

Средние содержания и пределы колебания NiO (вес. %) в оливинитах, серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах

Массив	Оливиниты	Серпентиниты	(Серпентин)-хлорит-амфиболовые породы
Невгозерский	$\frac{0.29 (11)}{0.16-0.38}$	$\frac{0.14 (8)}{0.03-0.25}$	$\frac{0.1 (5)}{0.08-0.13}$
Куолаярвинские	$\frac{0.20 (1)}{0.14-0.32}$	$\frac{0.08 (1)}{0.03-0.21}$	$\frac{0.12 (21)}{0.03-0.21}$
Тикшезерский	$\frac{0.20 (4)}{0.14-0.32}$	0.16 (4)	
Ханкусьярвинский	$\frac{0.20 (13)}{0.12-0.31}$	$\frac{0.23 (11)}{0.04-0.32}$	

Примечание. В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебания; в скобках — количество определений.

Среднее содержание NiO в оливинитах Северной Карелии по 29 анализам составляет 0.23 вес. %. Это несколько меньше среднего содержания NiO (0.26%) в ультраосновных породах по А. П. Виноградову (1962) и среднего содержания NiO (0.26%) в дунитах и перидотитах Урала (Малахов, 1966а).

Незначительное содержание в оливинитах серы и сульфидного никеля (сотые и тысячные доли процента) свидетельствует о нахождении главной массы никеля в силикатах. Главным концентратором никеля является оливин, на что указывают высокие содержания NiO в оливинах Куолаярвинского (0.16%), Невгозерского (0.34%) и Ханкусьярвинского (0.29%) массивов. По сравнению с высоким содержанием NiO в оливине (0.29%) метасоматический энстатит Ханкусьярвинского массива содержит лишь 0.073% NiO.

Вопрос о поведении никеля при процессах метаморфизма ультраосновных пород широко обсуждается в литературе. По мнению А. Г. Бетехтина (1953), никель остается в продуктах замещения, так же как и в первичных породах, изоморфно замещая Mg в структуре силикатов.

В изученных массивах, как видно из табл. 2, только в серпентинитах массива Ханкусьярви содержание NiO сохраняется близким к количеству NiO в оливинитах. В массивах Невгозеро и Куолаярвинской группы количество NiO в серпентинитах по сравнению с оливинитами значительно ниже. По-видимому, различия в поведении никеля находятся в зависимости от характера серпентинизации. Серпентиниты массива Ханкусьярви представлены лизардитом, серпентиниты Невгозеро и Куолаярви — антигоритом. В процессе антигоритизации не весь никель фиксировался в решетке серпентина.

С этапом последующего метаморфизма гипербазитов — хлоритизацией, амфибололизацией, карбонатизацией и оталькованием связано, как можно судить по анализам из массива Невгозеро, дальнейшее уменьшение содержания никеля.

Помимо никеля, связанного в силикатной фазе, некоторое его количество присутствует в магнетите. Наибольшая концентрация NiO находится в ранней генерации магнетита. Так, магнетит, извлеченный из оливинитов Невгозерского массива, содержит 0.15—0.35% NiO, из массива Куолаярви — 0.19%, из массива Ханкусьярви — 0.37—1.07%. С перекристаллизацией магнетита содержание никеля значительно снижается. В магнетите из антигоритовых серпентинитов массива Невгозеро коли-

чество NiO составляет 0.05%. В магнетите из хлорит-амфиболовых апо-оливинитовых пород также содержится 0.05% NiO. Приводимые содержания NiO в первичном магнетите гипербазитов несколько занижены в связи с тем, что анализу подвергался весь магнетит оливинитов, в составе которого некоторую примесь составляет магнетит поздней генерации.

Таким образом, вхождение никеля в структуру оливина и магнетита и ничтожное количество сульфидной фазы свидетельствуют о низком парциальном давлении серы в процессе кристаллизации ультраосновного расплава. Это исключает наличие первичных сингенетических концентратов сульфидного никеля в целом для комплекса. Весьма незначительное увеличение содержания серы (до 0.06%) в метаморфизованных разновидностях гипербазитов указывает на сохранение близким режима серы и при последующих эпигенетических процессах. Однако возможность миграции никеля в условиях антигоритизации, хлоритизации и амфиболитизации гипербазитов может явиться причиной рудных концентраций в виде сульфидов при специфических условиях метаморфизма (Бетехтин, 1953).

Х р о м. Минералы хрома в гипербазитах Северной Карелии отсутствуют. Лишь в некоторых аншлифах были встречены единичные микроскопические зерна хромита в ассоциации с магнетитом ранней генерации. Однако содержание Cr_2O_3 , по данным химических анализов, в среднем составляет 0.5%. Это несколько превышает среднее содержание Cr_2O_3 в гипербазитах Урала (0.39% Cr_2O_3 , Малахов, 1966б) и среднемировое в ультраосновных породах (0.29% Cr_2O_3 , Виноградов, 1962).

Наибольшим содержанием Cr_2O_3 характеризуются гипербазиты Кукасозерской (0.90%), Каменноозерской (0.85%) и Куоляярвинской групп, несколько меньше Cr_2O_3 содержится в гипербазитах массивов Невгозеро и Тикшезеро и меньше всего — в гипербазитах Ханкусъярви и Ниваярви (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Средние содержания и пределы колебаний Cr_2O_3
(вес. %) в гипербазитах Северной Карелии

Породы и минералы	Массивы			
	Невгозер- ский	Ханкусъяр- винский	Тикшезер- ский	Куоляяр- винские
Оливиниты	$\frac{0.47 (11)}{0.24-0.75}$	$\frac{0.37 (12)}{0.21-0.86}$	$\frac{0.43 (3)}{0.38-0.47}$	0.71 (2)
Серпентиниты	$\frac{0.56 (8)}{0.41-0.74}$	$\frac{0.34 (10)}{0.11-0.62}$	$\frac{0.42 (6)}{0.18-0.76}$	0.70 (1)
Хлорит-амфибол-серпентино- вые породы	$\frac{0.53 (5)}{0.40-0.69}$			$\frac{0.51(21)}{0.18-0.84}$
Оливин	0.03	0.01		0.06

Примечание. В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебания;
в скобках — количество анализов.

Из приведенных в таблице содержаний видно, что в оливинитах, серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах количество Cr_2O_3 остается примерно постоянным.

Содержание Cr_2O_3 в оливине настолько мало (0.01—0.06%), что не объясняет имеющееся в породе количество Cr_2O_3 . Главным концентратом хрома является магнетит. Количество Cr_2O_3 в магнетите из оливинитов

Невгозерского массива составляет 13.2—17.5%, Ханкусьярвинского — до 5.9% и Куолаярви — 2.0%. В последнем случае низкое содержание Cr_2O_3 связано со значительным разубоживанием анализируемой фракции присутствующим в оливините магнетитом поздней генерации.

Перекристаллизация магнетита при метаморфизме гипербазитов приводит к потере значительного количества хрома. Например, для Невгозерского массива содержание Cr_2O_3 уменьшается от 12.24—17.5% в магнетите оливинита до 1.02% в магнетите антигоритового серпентинита и до 0.08% в магнетите хлорит-амфиболовой породы. Жильный магнетит из этого массива содержит 0.03% Cr_2O_3 . Такое резкое уменьшение Cr_2O_3 в магнетите при метаморфизме гипербазитов и сохранение близким общего количества Cr_2O_3 в продуктах метаморфизма свидетельствуют о связывании хрома в породообразующие силикаты (серпентин, хлорит, амфибол).

В метасоматическом энстатите массива Ханкусьярви количество Cr_2O_3 составляет 0.054%, что отличает его от энстатита гардбургитов и пироксенитов Урала, в котором содержится около 0.30% Cr_2O_3 (Ефимов, Ефимова, 1967; Малахов, 1966б).

В а н а д и й. Распределение ванадия в гипербазитах Северной Карелии приводится в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

Средние содержания и пределы колебания V_2O_5
(вес. %) в минералах и породах гипербазитов Северной Карелии

Породы, минералы	Массивы				
	Невгозер-ский	Ханкусьяр-винский	Куолаяр-винский	Тикшезер-ский	Ниваярвин-ский
Оливинит	0.017 (11) Сл.—0.037	0.024 (13) 0.0—0.059	0.02 (2)	0.02 (3) 0.016—0.023	
Серпентинит	0.023 (8) 0.01—0.047	0.032 (11) 0.008—0.055	0.01 (1)	0.02 (3) 0.0—0.031	
Серпентин-хлорит-амфиболовая порода	0.014 (5) 0.08—0.033		0.028 (22) 0.0—0.076		0.021 (3) 0.013—0.03
Оливин	0.05 (1)	0.05 (1)	Сл. (2)		
Магнетит из оливинита	0.417 (2) 0.37—0.464	0.201 (3) 0.144—0.26	0.19 (1)		
Магнетит из серпентинита	0.13 (1)	0.15 (1)			
Магнетит из хлорит-амфиболовой породы	0.10 (1)				

П р и м е ч а н и е. В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебания; в скобках — количество анализов.

Из приведенного в таблице распределения видно, что основная масса V_2O_5 находится в виде изоморфной примеси в магнетите и оливине. В магнетите при его перекристаллизации в процессе метаморфизма гипербазитов (на примере массива Невгозеро) содержание V_2O_5 снижается от 0.417 до 0.1%. Оливины массивов Невгозеро и Ханкусьярви содержат 0.05% V_2O_5 . В оливине массива Куолаярви фиксируются только его следы, что находится в связи с низким содержанием в оливине трехвалентного железа.

Если принять во внимание колебания и небольшое число анализов, то можно считать, что в целом для различных массивов содержание V_2O_5

близкое: в оливинитах — 0.021%, в серпентинитах — 0.027% и в хлорит-амфиболовых породах — 0.025%. Количества V_2O_5 в первичных породах и последовательных продуктах замещения также близки между собой, что свидетельствует о связывании высвобождающегося при метаморфизме ванадия в новообразованные минералы.

Т и т а н. Среднее содержание TiO_2 в оливинитах гипербазитового комплекса составляет (по 29 анализам) 0.1%. Наибольшим количеством TiO_2 характеризуются оливиниты Куолярви (0.30%, по 1 анализу). В остальных массивах TiO_2 содержится около 0.1% при общем колебании от следов до 0.2%. Все количество титана заключено в оливине и магнетите, количественные вариации которых определяют общее содержание TiO_2 в породе. В оливине Невгозерского массива присутствует 0.1 TiO_2 , Куолярвинского — 0.07% и Ханкусъярвинского — 0.01%. Соответственно в магнетитах из оливинитов этих массивов — 0.95, 0.18 и 0.87% TiO_2 . В серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах количество TiO_2 возрастает в среднем до 0.26% (по 50 анализам) при колебании 0.08—0.44%.

К о б а л ь т. Среднее содержание CoO в оливинитах по 29 анализам составляет 0.023% при общем колебании от 0.014 до 0.044%. В средних значениях по массивам содержание кобальта очень близкое. Данные химических анализов свидетельствуют о концентрации кобальта в виде изоморфной примеси в оливине и магнетите. В Куолярвинском массиве в оливине содержится 0.02%, в магнетите 0.035% CoO ; в Невгозерском массиве — в оливине 0.015%, в магнетите 0.01% CoO ; в массиве Ханкусъярви — в оливине 0.009%, в магнетите 0.031% CoO .

В серпентинитах, серпентин-хлорит-амфиболовых и хлорит-амфиболовых породах количество кобальта такое же, как и в оливинитах, т. е. в процессе метаморфизма оливинитов кобальт связывался в решетках новообразованных минералов.

С е р а. Гипербазиты Северной Карелии характеризуются незначительным содержанием серы. В оливинитах содержится в среднем (по 29 анализам) 0.01% S (0.0—0.06%). Наименьшее содержание отмечено в массиве Ханкусъярви, в основном в виде следов. При серпентинизации, хлоритизации и амфиболлизации количество серы увеличивается до 0.062% (среднее по 56 анализам). Возрастание серы с метаморфизмом гипербазитов отчетливо выражено во всех массивах.

Ф о с ф о р. Среднее содержание P_2O_5 в оливинитах составляет 0.047% при колебании 0.0—0.29%, чаще в сотых долях процента. Наиболее обогащены фосфором оливиниты Невгозерского массива (среднее 0.074% P_2O_5); самое низкое содержание фосфора наблюдается в массиве Ханкусъярви — 0.028% P_2O_5 (0.0—0.23%). Данные по Невгозерскому и Тикшезерскому массивам свидетельствуют о возрастании количества фосфора при метаморфизме. P_2O_5 в серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах этих массивов соответственно составляет 0.14 и 0.12%. Такое же количество P_2O_5 (0.12%) содержится в метагипербазитах Куолярвинской группы. Исключение составляет массив Ханкусъярви, для которого в оливинитах (0.028) и серпентинитах (0.029%) количество P_2O_5 остается постоянным.

СИНКЛИНОРИЙ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

На основе комплексного изучения основного—ультраосновного магматизма синклинорной зоны нами были выделены два формационных типа ультрабазитов (Богачев и др., 1968б, 1969; Слюсарев, 1967, 1968, 1970), различающихся по целому ряду признаков, в том числе геохимической и металлогенической спецификой.

С начальными этапами геосинклинального развития нижнепротерозойского времени в изученном районе связано первое проявление ультраосновного магматизма, относящееся к гипербазитовому формационному типу. Гипербазитовый комплекс представлен согласными с залегающим вмещающих пород интрузиями высокомагнезиальных апогарцбургитовых серпентинитов, формирующих прерывистый дугообразный пояс вдоль юго-западной границы синклинойной зоны. Интрузии серпентинитов закономерно приурочены к крыльям синклинальных структур на границе с поднятиями гранитоидов или встречаются непосредственно среди пород фундамента на продолжении синклинальных прогибов и таким образом подчеркивают древний структурный план синклинойной зоны. Массивы серпентинитов контролируются глубинными гипербазитами (Твалчредидзе, 1966) разломами, формирующимися на ранних этапах геосинклинального развития в участках сочленения различных структурно-фациальных зон. Подобные закономерности тектонической позиции альпинотипных гипербазитов четко устанавливаются и для других регионов (Смирнов, 1962; Пинус и др., 1958).

Массивы серпентинитов парагенетически связаны с нижнепротерозойскими спилито-диабазовыми образованиями синклинальных прогибов, интрузиями габброидов и зонами развития колчеданной минерализации. Последняя особенность характерна и для других областей докембрия Балтийского щита, где проявлен офиолитовый магматизм: Карелия, Финляндия (Naarala, 1936; N  kli, 1963), Швеция (Grip, 1961).

Интрузии серпентинитов прослеживаются по простиранию до 2500 м, мощность достигает порядка 500 м. Характерной чертой массивов является наличие зон расщепления, смятия и брекчирования как в эндоконтактных, так и во внутренних частях тел. Серпентинизация — аллометаморфическая (антигоритизация), о чем свидетельствуют петрографические, рентгено-структурные и термографические исследования.

На примере двух наиболее изученных массивов серпентинитов района Коросозеро—Пулозеро нами будут рассмотрены геохимические особенности, присущие данному формационному типу.

Прежде всего следует отметить, что для вмещающих интрузии серпентинитов зеленосланцевых образований и габброидов характерна эпигенетическая колчеданная минерализация (пирит-пирротин-халькопиритовая ассоциация и встречающиеся с ними сфалерит и галенит). Наиболее интенсивная минерализация приурочена к участкам максимального расщепления и брекчирования и сопровождается окварцеванием, карбонатизацией, эпидотизацией, биотитизацией и хлоритизацией. Преобладающий морфологический тип минерализации — тонкопрожилковый, в меньшей степени — тонковкрапленный.

Для серпентинитов характерна первичная и вторичная магнетитовая минерализация и, аналогично вмещающим породам, эпигенетическая сульфидная.

Магнетит наиболее равномерно распределен в центральных частях массивов, где его концентрации максимальны (6—10%). По направлению к периферии интрузивных тел содержание магнетита уменьшается, и он обособляется в субпараллельные нитевидные прожилки по сланцеватости, а в эндоконтактных наиболее расщепленных, карбонатизированных, оталькованных и тремолитизированных зонах — в согласные и секущие шлировидные обособления. Хромшпинелиды в аншлифах не установлены.

Наиболее интенсивная сульфидная минерализация (пирит—пирротин—халькопирит, изредка пентландит) наблюдается в приконтактных и внутренних зонах расщепления и брекчирования серпентинитов, обычно в ассоциации с карбонатным материалом. Рудная минерализация пред-

ставлена налетами, примазками, секущими и согласными со сланцеватостью прожилками, иногда гнездообразными скоплениями среди карбонатно-серпентиновых прожилков, тонкорассеянной вкрапленностью.

Рассмотрим некоторые эмпирические данные о характере концентраций рудных компонентов в серпентинитах и закономерности распределения последних в пределах интрузивных тел.

Т а б л и ц а 5

Средние содержания никеля, серы и трехокиси хрома в серпентинитах

Компоненты	Гипербазитовый комплекс		Участок kernового опробования		
	количество проб	средние содержания, вес. %	количество проб	средние содержания, вес. %	стандартное отклонение
Ni _{общ}	110	0.30	58	0.329	0.0684
Ni _{силик}	110	0.17	58	0.156	0.0484
Ni _{сульф}	110	0.13	58	0.173	0.0656
S	110	0.07	58	0.095	0.057
Cr ₂ O ₃	42	0.20	58	0.059	0.080

В табл. 5 приведены средние значения никеля и хрома для комплекса в целом и для одного из приконтактных участков сплошного kernового опробования. Серпентиниты отличаются довольно высокими концентрациями никеля с примерно одинаковым развитием его сульфидной и силикатной фаз (табл. 5, рис. 3).

На отдельных участках (рис. 3, 12, табл. 5) сульфидный никель даже преобладает над силикатным. Причем в последнем случае стандартное отклонение для сульфидной фазы несомненно больше, чем для силикатной (проверено по критерию Фишера на 1%-м уровне значимости), что может свидетельствовать о более резких колебаниях концентраций сульфидного никеля в рассматриваемой зоне. В отношении хрома обращает на себя внимание необычайно низкое его содержание для высокомагнезиальных пород, резкие колебания в пределах интрузии (от 0.0 до 0.80%) и двухвершинный характер распределения (рис. 3) с максимумами в пределах 0.0—0.15 и 0.30—0.45%. Можно предполагать, что подобные закономерности распределения хрома являются вторичными и связаны с различной степенью перераспределения (или миграции за пределы интрузии) его силикатной и окисной форм в процессе серпентинизации.

Для более ясного представления о характере распределения рудных компонентов по разрезам, по данным А. В. Пекурова (1965 г.), приведены результаты химического анализа метровых kernовых проб из отдельных скважин (рис. 4). Намечается ряд закономерностей.

1. Обратная связь между содержаниями сульфидной и силикатной фаз никеля. Причем серпентиниты с визуально наблюдаемой сульфидной минерализацией (скв. 15) отличаются весьма низким содержанием сульфидного никеля, а в скв. 12, где макроскопически сульфиды не наблюдались, концентрация сульфидного никеля выше (табл. 5, рис. 4).

В скв. 1 (рис. 4) сульфидная вкрапленность редка, концентрация сульфидного никеля испытывает резкие колебания, но пробы с его максимальным содержанием приурочены к наиболее рассланцованным и брекчированным зонам серпентинитов. При этом по направлению к контакту с габброидами содержание валового никеля постепенно уменьшается и одновременно сульфидный никель в целом начинает преобладать над силикатным.

2. Почти постоянное содержание валового никеля (скв. 12, 15) и значительно более резкие колебания его сульфидной фазы по сравнению с сили-

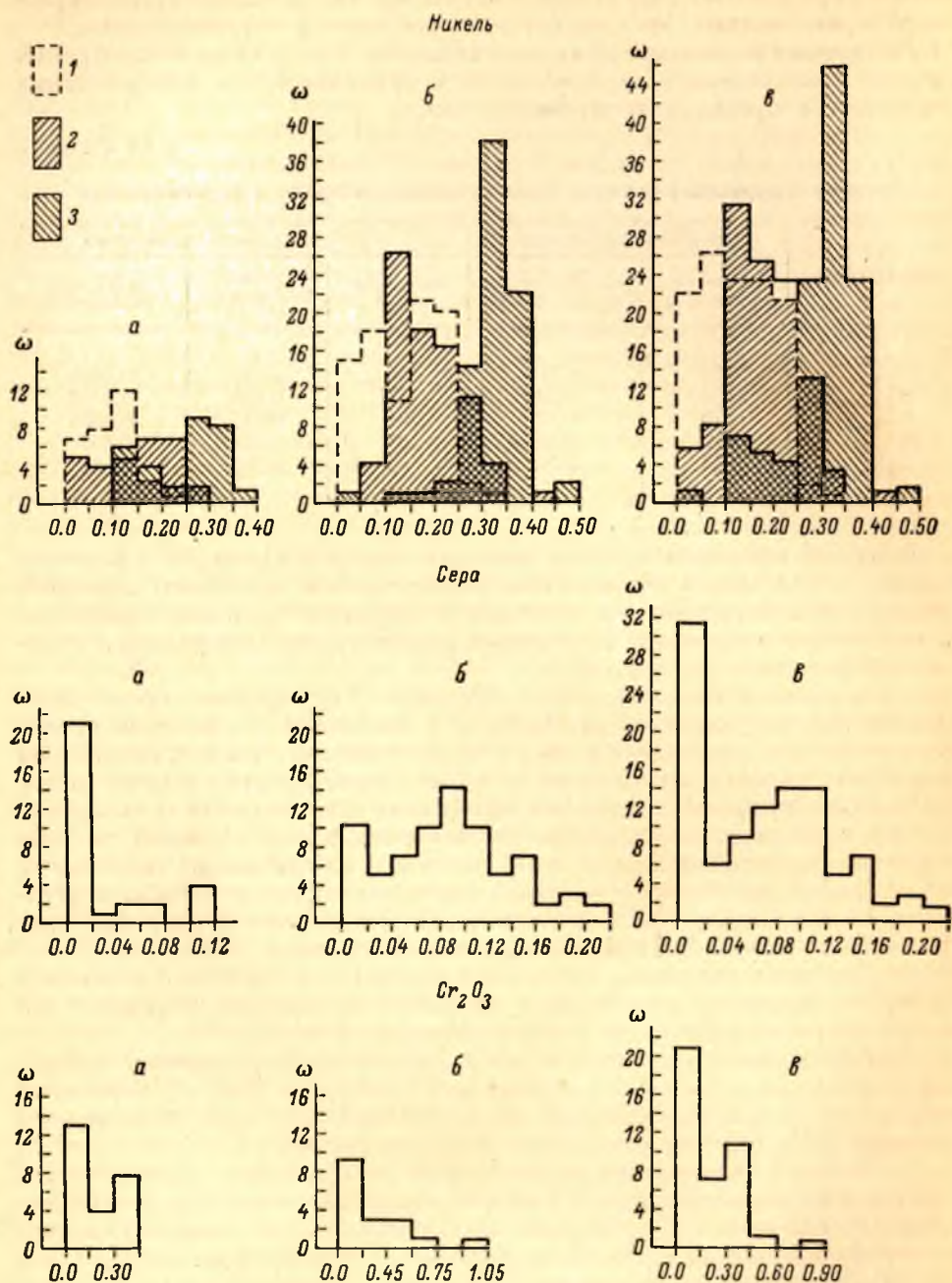


Рис. 3. Гистограммы сульфидного 1, силикатного 2 и валового 3 никеля, серы и хрома в серпентинитах.

а — массив Коросозеро; б — массив Пулозеро; в — сводная гистограмма; ω — частота встречаемости.

катной. Если допустить, что в первичном перидотите основная часть общего никеля принадлежала силикатной фазе, то неравномерность распределения

сульфидного никеля при постоянстве валового и силикатного может свидетельствовать о перераспределении никеля при метаморфизме с образованием максимумов и минимумов сульфидной фазы, а также о возможности существования некоторого порога минимальных концентраций силикатного никеля, т. е. извлечения только определенной его части в процессе вторичного сульфидообразования.

3. Максимумы серы в целом приурочены к участкам с наиболее высокими содержаниями сульфидного никеля (скв. 12). Но в отдельных пробах отсутствует совпадение максимумов серы и сульфидной никелевой фазы (скв. 1, 15), т. е. подтверждается присутствие безникелевых сульфидов, как это имеет место в габбро-амфиболитах с наложенной колчеданной минерализацией (скв. 1).

4. Максимумы сульфидного никеля совмещены с минимумами Fe^{+3} и Cr_2O_3 ; намечается отрицательная связь S и Fe^{+3} .

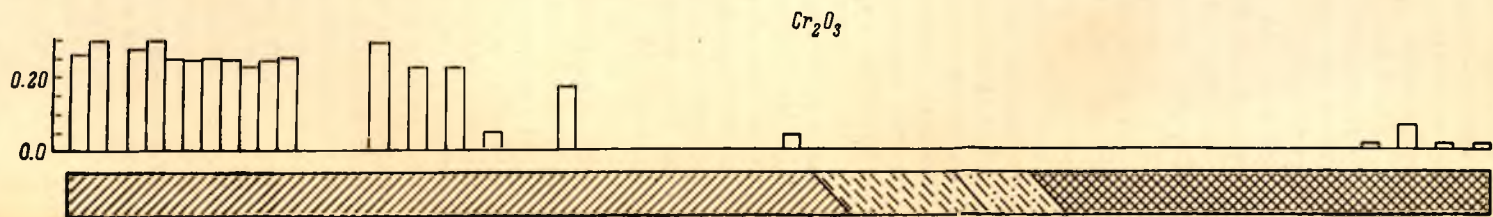
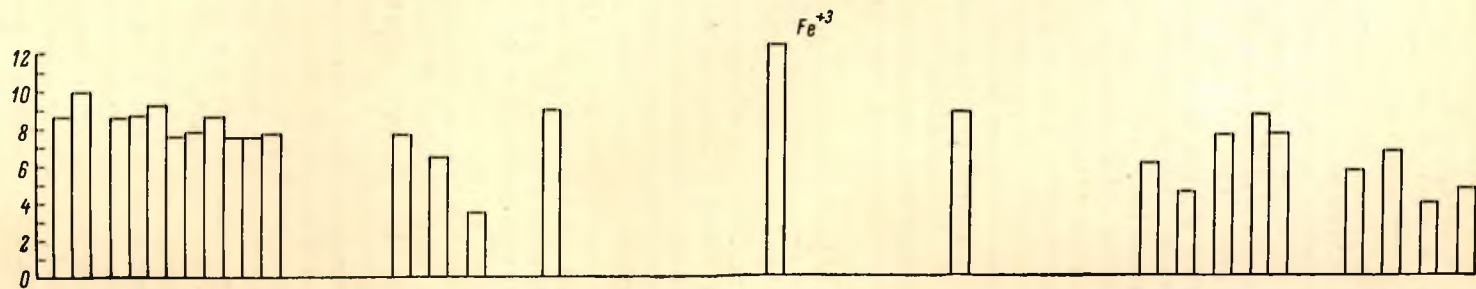
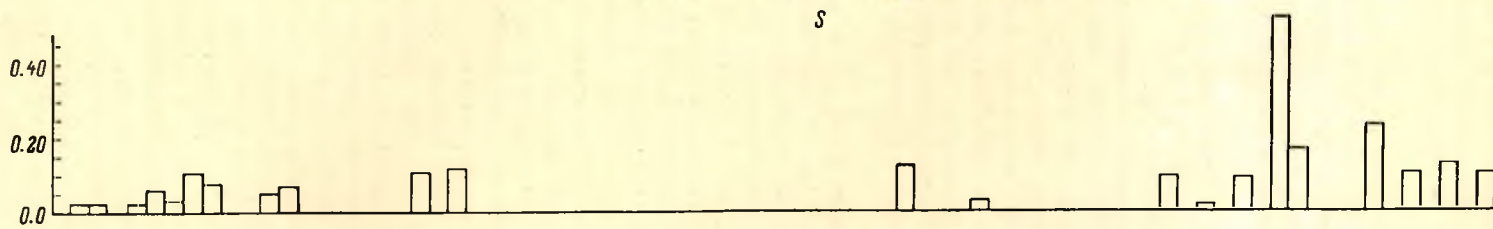
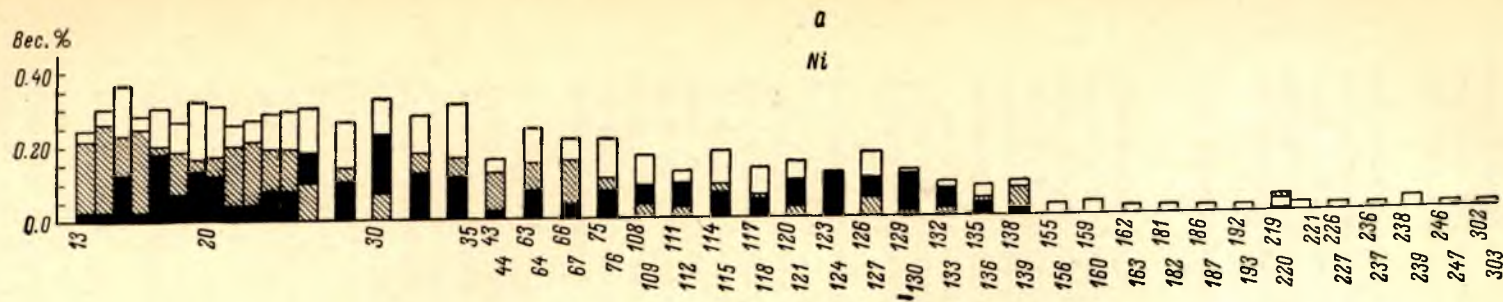
5. Соотношение Fe^{+3} и Cr_2O_3 неопределенно.

Для контроля и количественной оценки намеченных выше закономерностей использовался корреляционный анализ, методическая сторона которого и возможности геологической интерпретации изложены нами ранее (Слюсарев, 1968). Корреляционные связи исследовались в 13-компонентной системе — серпентините (рис. 5) и в «рудной» (рис. 6). В первом случае для расчетов использовались кислородные отношения (за исключением никеля, представленного в металлической форме), во втором — весовые проценты. Корреляционные отношения, вычисленные для обеих групп, свидетельствуют о том, что основное количество связей несомненно линейного характера.

По данным корреляционного анализа (рис. 5), в многокомпонентной системе Ni связан положительно с Mg и Cr, отрицательно — с Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ti и Mn. Корреляционные зависимости Ni от указанных элементов, за исключением связи Ni—Mn, оказались устойчивыми (первичными), о чем свидетельствует частная корреляция (рис. 5), тогда как частный коэффициент корреляции Ni с Mn оказался положительным. Кроме того, частная корреляция выявляет дополнительные (в общей корреляции не обнаруживаемые) положительные связи Ni (в порядке убывания силы связи) с S, Al, K, Si и отрицательные — с Ca и Na. Судя по сводному коэффициенту корреляции, содержание валового Ni практически полностью определяется его связями с остальными компонентами.

В многокомпонентной системе Cr ассоциирует с Mg и Ni (рис. 5). Хотя Cr и входит в одну группу с Ni, их геохимические роли совершенно различны. В многокомпонентной системе Cr связан положительно с Ni и отрицательно с Fe^{+2} . По данным частной корреляции, на содержание Cr может влиять только слабая положительная связь с Mn и отрицательная с K. Таким образом, здесь четко проявляется независимость концентраций Cr от остальных компонентов. Устойчивыми оказались прямая зависимость Ni от Cr и обратная от Fe^{+2} . Наряду с этим можно констатировать целый ряд корреляционных связей других элементов с Cr, являющихся отражением процесса кристаллизации и характера ассоциаций элементов, входящих в окислы и силикаты. Так, Fe^{+3} , Al, Ca, Mg, Si связаны положительно с Cr, а S — отрицательно. Но при всем этом сводный коэффициент корреляции для Cr является минимальным в 13-компонентной системе, т. е. его концентрации в породе только частично обусловлены связями с остальными компонентами.

Чтобы проконтролировать намечающиеся эмпирические зависимости в «рудной» системе, по данным кернового опробования был проведен корреляционный анализ наиболее полно охарактеризованного разреза по скв. 12, где были определены все компоненты ($\text{Ni}_{\text{вал}}$, $\text{Ni}_{\text{сульф}}$, $\text{Ni}_{\text{силикат}}$, $\text{S}_{\text{вал}}$, $\text{Fe}_{\text{раств}}$, Co и Cr_2O_3). Так как никель сульфидный и силикатный



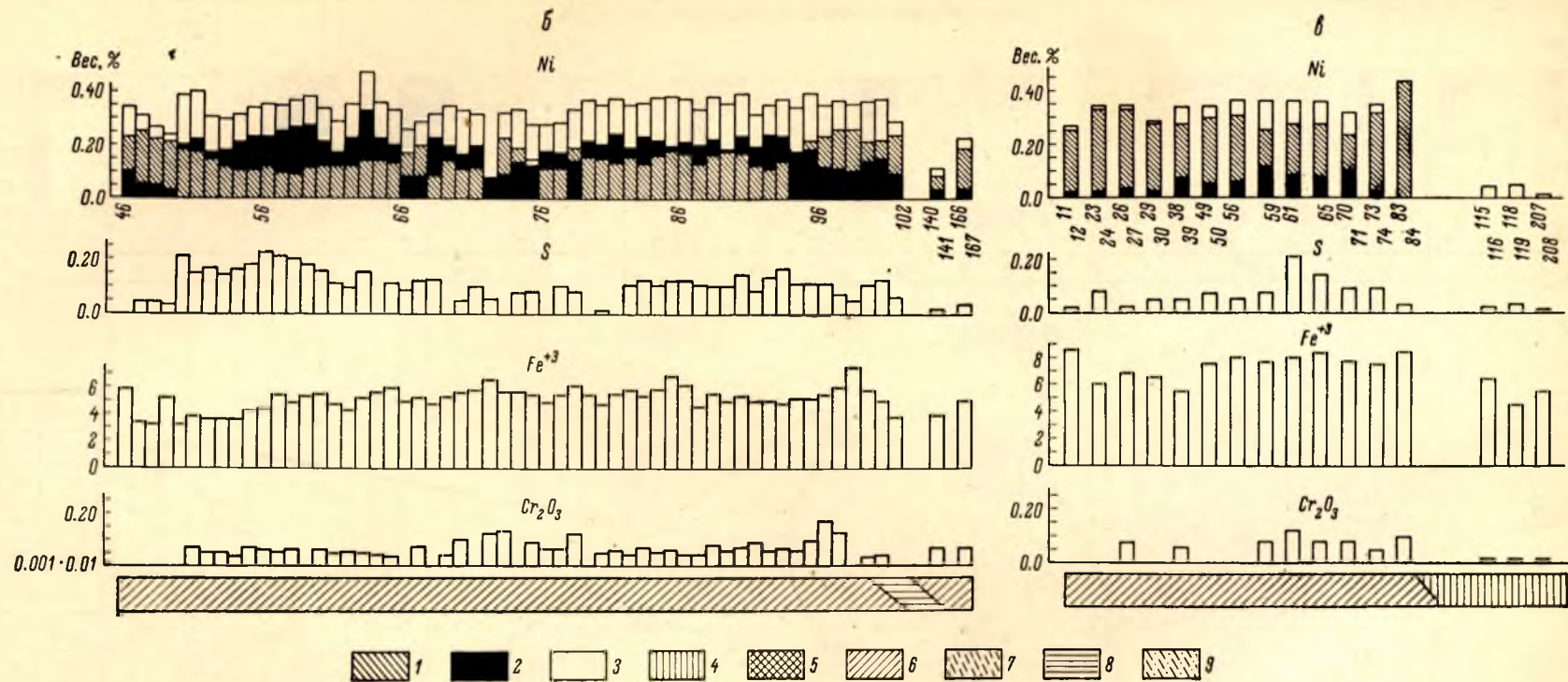


Рис. 4. Характер распределения металлогенных компонентов и серы по разрезам скважин на основе химических анализов метровых керновых проб.

а — массив участка Коросозеро, скв. 1; б, в — массив участка Пулозеро-2 (б — скв. 12, висячий бок; в — скв. 15, лежащий бок). 1 — никель силикатный; 2 — никель сульфидный; 3 — никель валовый; 4 — зеленые сланцы; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — серпентиниты, частью брекчированные и рассланцованные; 7 — тремолитизированные и карбонатизированные серпентиниты; 8 — клинопироксениты; 9 — хлорит-тремолитовые сланцы.

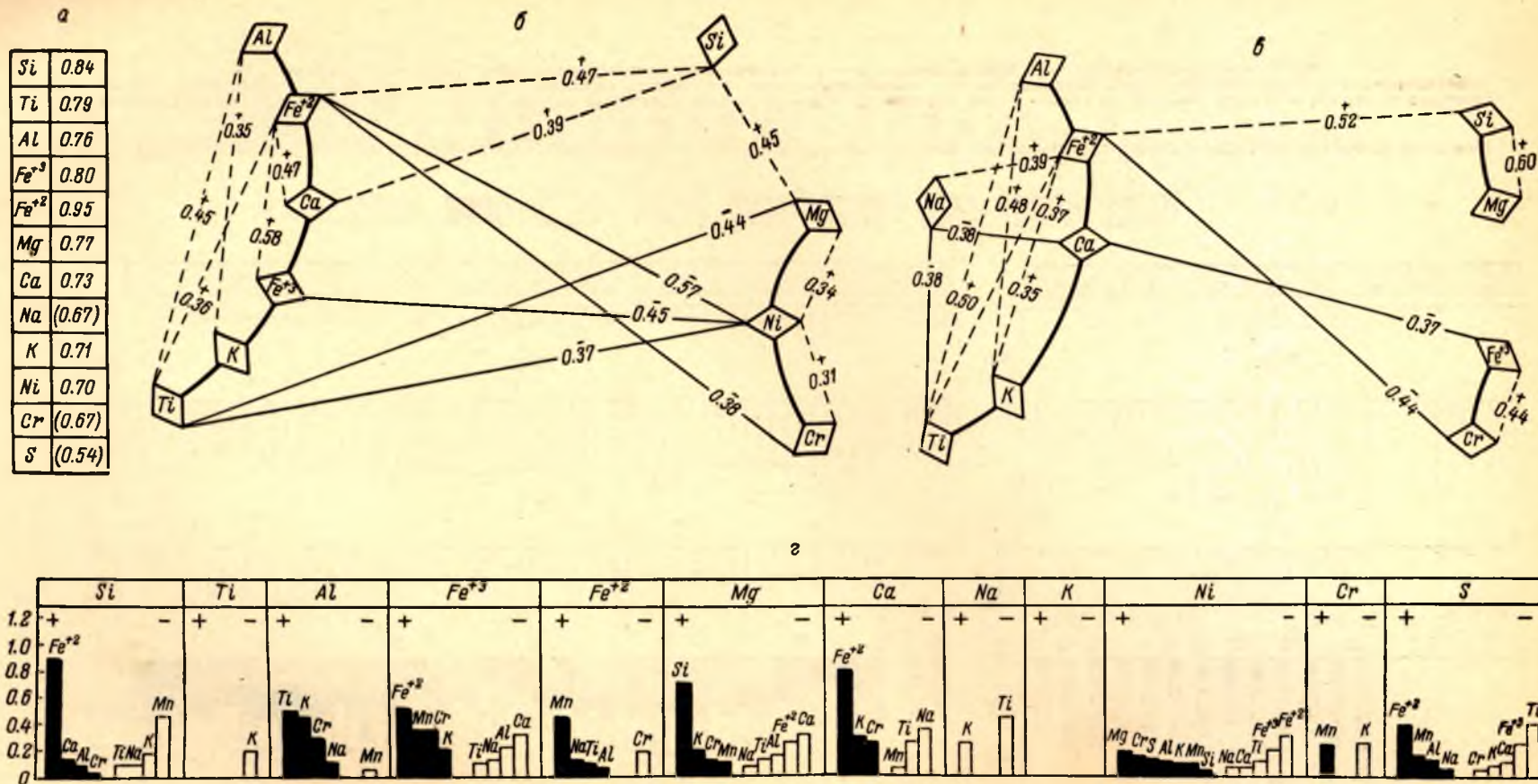


Рис. 5. Корреляционные связи в серпентинитах.

а — сводные коэффициенты корреляции (в скобки заключены незначимые коэффициенты); б — парные (общие) коэффициенты корреляции; в — частные коэффициенты корреляции; г — уравнения множественной регрессии в стандартизованном масштабе; величины коэффициентов уравнений для каждого компонента нанесены по ординате слева. Во всех случаях применялся 95%-й уровень значимости.

являются составной частью никеля валового, то было образовано две выборки. Полученные результаты приведены на рис. 6. Все намечающиеся закономерности статистически подтверждаются.

Судя по общим коэффициентам корреляции, несомненно существуют положительные связи между $Ni_{вал}$ —Co, $Ni_{вал}$ —S, $Ni_{сульф}$ —S, $Ni_{силик}$ —Co и отрицательные — между $Ni_{сульф}$ — $Ni_{силик}$, $Ni_{силик}$ —S; намечается отрицательная связь S с Fe^{+3} . Устойчивость этих связей подтверждается частными коэффициентами корреляции (положительные: $Ni_{вал}$ —Co, $Ni_{вал}$ —S, $Ni_{сульф}$ —Co, $Ni_{сульф}$ —S, $Ni_{силик}$ —Co; отрицательные: $Ni_{сульф}$ — $Ni_{силик}$, S—

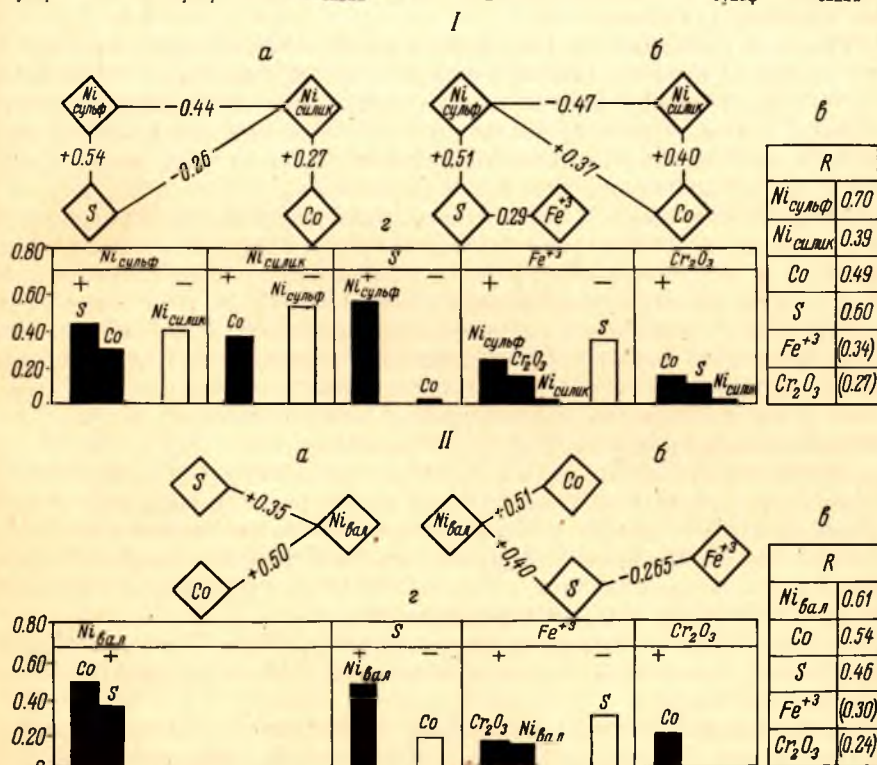


Рис. 6. Корреляционные связи в пяти- (I) и шестикомпонентных (II) системах.

a — общая корреляция; б — частная корреляция; в — сводные коэффициенты корреляции (в скобки заключены незначимые коэффициенты); г — уравнения множественной регрессии в стандартизованном масштабе; величины коэффициентов уравнений для каждого компонента нанесены по ординате слева. Во всех случаях применялся 95%-й уровень значимости.

Fe^{+3}), а по уравнениям множественной регрессии в стандартизованном масштабе устанавливается сравнительная степень зависимости каждого из рассматриваемых компонентов от остальных (рис. 6).

Судя по сводным коэффициентам корреляции, содержание $Ni_{вал}$, $Ni_{сульф}$, $Ni_{силик}$, S и Co определяется связями каждого из них в рассматриваемой системе компонентов с остальными; сводные коэффициенты для Fe^{+3} и Cr_2O_3 незначимы и их концентрации в меньшей степени обусловлены связями с другими компонентами. Сравнивая сводные коэффициенты корреляции (рис. 6) для сульфидного никеля (0.70) и силикатного (0.59), нетрудно убедиться в том, что содержание первого в значительно большей степени зависит от S, Fe^{+3} и Cr_2O_3 , чем второго. Это обусловлено вхождением никеля в силикаты, подтверждаемым, в частности, связью Ni с Mg.

Что касается положительной связи Co с $Ni_{сульф}$, то она общеизвестна для сульфидных медно-никелевых руд (Елисеев, 1959; Näkli, 1963). Поло-

жизельная связь Co с $Ni_{\text{силик}}$ объясняется их совместной и максимальной концентрацией в наиболее магниальных силикатах — оливинах (Абдуллаев и др., 1967; Борисенко, 1966). Кроме того, химические анализы свидетельствуют о том, что Ni и Co легко входят в решетку серпентинов (Абдуллаев и др., 1967; Эдельштейн, 1960; Мармо, 1960).

Одни исследователи (Борисенко, 1966) считают, что наиболее вероятная форма вхождения кобальта в силикаты — изоморфизм Co с Mg, по мнению других (Абдуллаев и др., 1967), Co в силикатах следует за железом. Химические анализы магнетитов (Эдельштейн, 1960) свидетельствуют о наличии в них примеси кобальта.

Отсутствие значимых коэффициентов множественной регрессии для Co, и в то же время наличие связей с остальными элементами, а также значимость сводного коэффициента корреляции — все это свидетельствует, во-первых, о том, что содержание Co в значительной мере определяется связями с рассматриваемыми компонентами, и, во-вторых, о его распределении среди силикатов, окислов и сульфидов.

Отрицательная связь $S-Fe^{+3}$ может быть обусловлена процессом антигоритизации хризотиловых серпентинитов, который сопровождается резорбцией и исчезновением хромита и магнетита с образованием почти чистых антигоритовых серпентинитов (Hess et al., 1952). Но в таком случае для объяснения выявленной связи следует допустить привнос серы извне в заключительные этапы серпентинизации. Возможным подтверждением этому может служить тот факт, что в многокомпонентной системе (рис. 5) максимальное влияние на концентрацию серы оказывает Fe^{+2} .

Положительная связь $S-Ni_{\text{сульф}}$ и отрицательная — $Ni_{\text{силик}}-S$, $Ni_{\text{силик}}$ — $Ni_{\text{сульф}}$ могут свидетельствовать о вторичном процессе сульфидообразования.

Прежде чем перейти к геологической интерпретации всей информации, полученной для изучаемых ультрабазитов, кратко рассмотрим некоторые геохимические особенности поведения никеля и хрома в процессе серпентинизации, экспериментальные данные и известные природные закономерности по вторичному сульфидообразованию.

Опытным путем установлено (Roy and Roy, 1954; Gillery, 1959), что никель легко замещает в серпентине магний с образованием никелевой серпентиновой фазы.

Многочисленные анализы природных серпентинов (Эдельштейн, 1960; Абдуллаев и др., 1967; Montoya, Baur, 1963; Мармо, 1960) свидетельствуют о переходе никеля в решетку серпентинов в процессе гидротермального метаморфизма. По данным Мармо (Marino, 1960), например, в антигорите установлены помимо высоких концентраций никеля (0.2%) и кобальта (0.02%) существенные концентрации хрома (0.4—0.5%) при валовом содержании в породе 1.03% Cr_2O_3 и 0.35% Ni. Наряду с этим высокие концентрации NiO свойственны магнетитам ультрабазитов (Эдельштейн, 1960; Смирнова и др., 1968). Особенно показательны в этом отношении данные Н. В. Павлова с соавторами (1968). Ими установлены довольно высокие концентрации никеля металлического в пылевидном вторичном магнетите (1.33—1.71%), генетически связанном с процессом серпентинизации дунитов. В то же время известны находки самородного никелистого железа в серпентинитах (Бетехтин, Альбов, 1940; Nickel, 1958), ассоциирующего со вторичным магнетитом. Ф. А. Летников (Грудинин, Летников, 1969) на основе анализа термодинамических констант ортосиликатов и серпентинов рассматривает процесс серпентинизации как стерилизацию оливина от железа и никеля в гидротермальных условиях и переход их в подвижное состояние.

Экспериментальные исследования (Куллеруд, Йодер, 1965) свидетельствуют о возможности извлечения силикатного никеля из оливинов за счет реакции с серой. Подтверждением этому может служить резкое уменьше-

ние никеля в оливинах перекристаллизованных дунитов Кемпирсайского плутона (Павлов и др., 1968) с наложенной сульфидной минерализацией и появление сульфидного никеля. И. И. Гинзбург и др. (1946) и А. Г. Бетехтин (1953) отмечали образование вторичных никелевых сульфидов в процессе гидротермального метаморфизма ультрабазитов и привноса серы. Весьма убедительные примеры перераспределения никеля и его перехода из силикатной в сульфидную форму приведены в работе И. А. Малахова (1966).

В районе Хаутаваары (Западная Карелия) на продолжении безникелевой колчеданной залежи установлено несколько зон пирротинового оруденения в метаморфизованных ультрабазитах с повышенным содержанием сульфидного никеля. Аналогичное обогащение сульфидным никелем колчеданов, секущих ультрабазиты, отмечается в Аллареченском районе Кольского полуострова, на Урале (Штейнберг, 1963). Медные руды Оутокумпу, располагающиеся на контакте с серпентинитами, обогащены никелем и кобальтом (Эскола, 1967). Известны также случаи появления сульфидного никеля в графитистых сланцах на контакте с серпентинитами (Häkli, 1963). Хякли (Häkli, 1963), изучая распределение никеля между сосуществующей сульфидной и силикатной (оливины, пироксены, амфиболы) фазами в метаморфизованных основных—ультраосновных породах Финляндии, установил прямую линейную зависимость между ними, возможность быстрого достижения химического равновесия и, как следствие этого, переход никеля из силикатной в сульфидную форму. В этом плане благоприятными факторами для образования сульфидов никеля являются внедрение ультрабазитов в породы, богатые сульфидами железа, или проникновение безникелевого сульфидного материала в породы, обогащенные силикатным никелем.

Приведенные выше данные свидетельствуют о подвижности никеля в процессе серпентинизации и возможности его извлечения из силикатов с переходом в сульфидную фазу.

Что касается хромшпинелидов, то, как известно, в процессе серпентинизации они окисляются, и нередко в антигоритовых серпентинитах происходит почти полная резорбция хромита и магнетита и их исчезновение, на что указывают отдельные исследователи (Hess et al., 1952). О подвижности хрома в процессе серпентинизации и возможности выноса за пределы интрузий свидетельствуют многочисленные секущие прожилки и вкрапленники хромита, присутствие хромсодержащих диопсидов и тремолитов в зонах реакционных скарнов на контакте с массивами серпентинитов в районе Оутокумпу (Эскола, 1967).

Переходя к геологической интерпретации полученных данных, попытаемся выяснить металлогенические особенности магматического и метаморфического этапов формирования породы. Основная информация о первичномагматическом характере серпентинитов сводится к реликтам пойкилитовых структур и баститовым псевдоморфозам. Поскольку мы имеем дело с двухминеральной антигорит-магнетитовой породой, то основная масса силикатного никеля сосредоточена в серпентине, тем более что содержания валового и силикатного никеля примерно постоянны как для пород, обогащенных магнетитом, так и почти лишенных последнего.

Ассоциация Cr, Ni и Mg в 13-компонентной системе (рис. 5), устойчивая прямая связь Ni с Mg и Cr, независимость самого хрома от остальных компонентов и в то же время наличие зависимости ряда из них от последнего — все это может свидетельствовать, с одной стороны, о фракционировании Ni вместе с Mg и Cr на ранних этапах кристаллизации в результате реализации геохимического антагонизма двух групп элементов в расплаве, с другой — о наиболее раннем выделении Cr в виде хромшпинелидов, тем более что по экспериментальным данным (Keith, 1954; Базилевский, 1968)

для модели гипербазитовых ассоциаций установлена оливин-хромшпинелидовая котектика. Однако, кроме зависимости Ni от Mg и Cr, наблюдается почти такая же по силе прямая связь Ni с S (рис. 5), отрицательная связь никеля сульфидного и силикатного (рис. 5) наряду с устойчивой положительной связью Mg—Si вторичного характера (Слюсарев, 1970). Выявленные закономерности наряду с геологическими данными о характере сульфидной минерализации и ее приуроченности к ослабленным зонам в серпентинитах могут свидетельствовать о вторичной природе основной массы сульфидного никеля в изученных массивах. Процесс вторичного сульфидообразования следует рассматривать преимущественно как результат сульфуризации антигорита за счет привноса серы извне.

Необычайно низкие концентрации хрома в высокомагнезиальных серпентинитах, неравномерность распределения в породе и отсутствие хромшпинелидов в аншлифах, скорее всего, свидетельствуют о существенном перераспределении его в процессе серпентинизации и частичном выносе во вмещающие породы.

Таким образом, гипербазитовый комплекс района Ветреного пояса заслуживает внимания в отношении эпигенетических сульфидных руд никеля. Особенно благоприятным фактором является пространственное совмещение зон колчеданной минерализации и интрузий серпентинитов.

НОТОЗЕРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

(Аллареченский рудный район)

Ультраосновные породы гипербазитового формационного типа развиты в пределах северной части Нотозерского антиклинория, переработанной карельской складчатостью (Кратц, Шуркин, 1960; Харитонов, 1962, 1966). Представлены они согласными пластовыми телами небольших размеров, которые контролируются горизонтами полевошпатовых амфиболитов краевых частей куполовидных структур (рис. 7). Пространственно нередко совпадают с зонами колчеданной пирит-пирротиновой минерализации. Возраст интрузий нижнепротерозойский.

Массивы сложены оливинитами, гиперстеновыми оливинитами, гарцбургитами и пироксенитами. Как правило, содержание гиперстена возрастает к краевым частям массивов.

На примере массивов оз. Копос и Вельяур дается характеристика гипербазитов этого типа.

Основными первичными минералами в интрузивах являются оливин и гиперстен, в подчиненном количестве развиты интерстициальные флогопит и бурая роговая обманка. Рудные минералы представлены магнетитом, хромитом и пирротинитом.

Оливин — хризолит с 17—21% фаялитовой молекулы ($N_g=1.705-1.713$, $N_p=1.667-1.674$). Железистость оливина увеличивается с уменьшением его содержания в породе, достигая максимума в оливиновых гиперстенитах.

Гиперстен содержит от 25 до 37% ферросилита ($N_g=1.694-1.714$, $N_p=1.682-1.700$, $2V=-66-50^\circ$). Максимальной железистостью отличаются гиперстены пироксенитов и гарцбургитов с интерстициальным бурым амфиболом. Для них свойственны также тончайшие вроски моноклинного пироксена. Содержание железа в оливинах и ромбических пироксенах возрастает параллельно от ранних к поздним продуктам кристаллизации. Константа распределения железа между фазами составляет 0.5—0.6.

Флогопит ($N_g \approx N_m=1.596-1.607$, $N_p=1.554-1.568$) тяготеет к интерстициям оливина и гиперстена. Нередко ассоциирует с бурой роговой

обманкой. Оливин и гиперстен в стыке в флогопитом подвергаются серпентинизации и отапливанию.

Наблюдения в шлифах позволяют выделить две реакционные пары: оливин—ромбический пироксен и ромбический пироксен—бурая роговая обманка.

Магнетит, наиболее распространенный рудный минерал, развит в двух формах: 1) идиоморфные зерна, образующие рассеянную вкрапленность по всему массиву; интенсивность вкрапленности нарастает к придонным

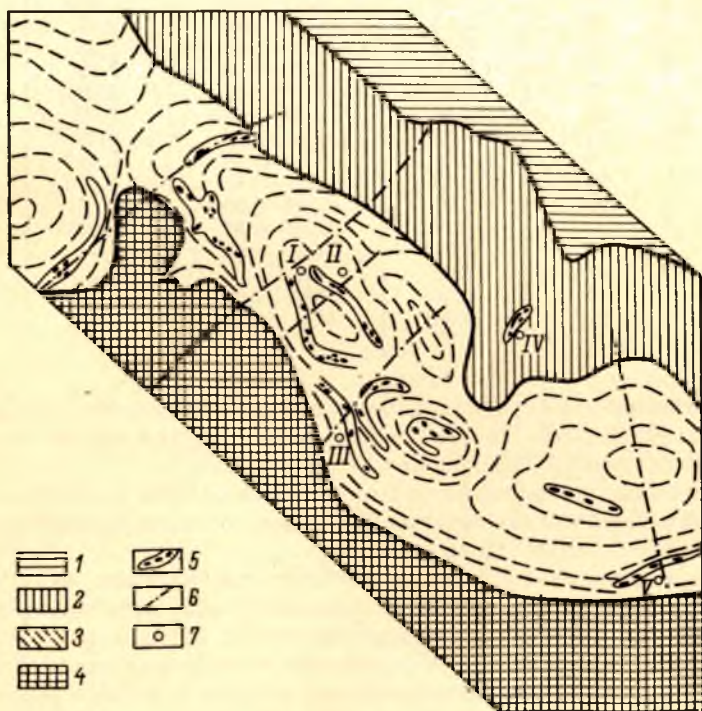


Рис. 7. Размещение поясов гипербазитов в Нотозерском антиклинории (северная часть).

1 — печенгская серия (Pt_2); 2 — тундровая серия (Pt_1); 3 — кольская серия (A); 4 — массив гиперстенowych диоритов (A); 5 — горизонты полевошпатовых амфиболитов с интрузивами ультраосновных пород; 6 — разрывные нарушения; 7 — месторождения и рудопроявления; I — Аллареченское, II — Восток, III — Акким, IV — Ягессоайв, V — Аннама.

частям; наиболее обилён в оливинитах ранней стадии кристаллизации; ассоциирует с хромитом; 2) сидеронитовые выделения (без хромита) в породах с интерстициальной роговой обманкой.

Пирротин встречается в виде редких сидеронитовых выделений в участках, содержащих интерстициальный флогопит, и в виде тонкой эмульсионной вкрапленности в антигорите.

Средний химический состав гипербазитов этого типа и пределы колебаний содержаний отдельных компонентов даны в табл. 6.

С целью изучения особенностей поведения петрогенных и некоторых рудных компонентов в процессе кристаллизации массивов этого типа была проведена обработка данных химических анализов наименее измененных разностей гипербазитов (33 анализа) методом множественной корреляции. В результате (рис. 8) установлено следующее.

Средний химический состав и пределы колебаний содержаний основных компонентов в породах гипербазитового формационного типа массивов Хихнярви, Вешъяур, Вельяур, Копос

Компоненты	Количество анализов n	Средний состав \bar{X}_i , вес. %	Пределы колебаний, вес. %	Квадратичное отклонение σ_i	Коэффициент вариации $V_i = \frac{\sigma_i}{\bar{X}_i} \cdot 100\%$
SiO ₂	93	38.22	35.35—43.50	1.94	5
TiO ₂	92	0.39	0.28—0.69	0.065	17
Al ₂ O ₃	93	2.33	1.60—3.79	0.45	19
Fe ₂ O ₃	93	6.57	4.40—9.72	1.23	19
FeO	93	8.07	4.37—9.33	1.18	15
MnO	93	0.16	0.04—0.27	0.026	16
MgO	93	34.56	31.38—38.20	1.72	5
CaO	93	1.32	0.14—3.76	0.72	55
Na ₂ O	93	0.21	Сл.—0.48	0.126	60
K ₂ O	93	0.13	Сл.—0.42	0.119	92
P ₂ O ₅	93	0.07	0.06—0.20	0.031	44
NiO _{общ}	92	0.28	0.09—0.57	0.060	22
CoO	92	0.017	Сл.—0.02	—	—
CuO	92	0.02	Сл.—0.07	—	—
Cr ₂ O ₃	92	0.58	0.09—1.03	0.201	35
S	92	0.061	Сл.—0.16	0.034	56

1. Выделяются две антагонистические группы элементов: А) Mg—Fe⁺²—Cr—Ni—Mn; Б) Si—Al—Ti—Fe⁺³—Ca—K—S. Внутри групп общие связи положительные, между группами — отрицательны.

2. Все сводные коэффициенты корреляции близки к единице, что означает полную зависимость содержаний каждого компонента от остальных; исключение составляют щелочи и сера.

3. Большинство статистически достоверных частных коэффициентов корреляции велико и отрицательно, следовательно, добавление в систему любого компонента понижает содержания всех остальных.

Эти результаты хорошо согласуются с петрографическими особенностями пород. Действительно, вышеизложенные данные о минеральном составе гипербазитов позволяют наметить следующую последовательность минералообразования: магнетит+хромит—оливин+магнетит—гиперстен—гиперстен с вростками моноклинового пироксена—бурая роговая обманка+магнетит—флогопит+пирротин. Таким образом, в первую очередь кристаллизуются минералы, максимально богатые Mg и Ni (оливин), Cr (хромит), Fe⁺² (оливин, магнетит, хромит) и бедные всеми остальными компонентами (группой Б.), которые накапливаются в расплаве, приводя сначала к кристаллизации гиперстена (Si), гиперстена с вростками моноклинового пироксена (Si, Ca), а затем и бурой роговой обманки (Si, Al, Ti, Ca) с магнетитом (Fe⁺³). Еще позднее выделяются флогопит (Si, Al, K) и сульфиды (Fe⁺³, S, отчасти Ni). Судя по тому, что кристаллизация последних сопровождается замещением окружающего оливина каемками серпентина, близкого к хризотилу, можно предполагать, что флогопит и пирротин образуются из жидкости, содержащей воду, возможно, из высокотемпературного гидротермального раствора. Последнее согласуется с низкими величинами сводных коэффициентов корреляции, свидетельствующих о миграции щелочей и серы независимо от состава пород (отсюда резкие колебания в содержаниях этих компонентов и максимальные величины коэффициентов вариаций, табл. 6).

Наконец, полученные величины частных коэффициентов корреляции свойственны для систем, близких к закрытым (Вистелиус, 1956), что в дан-

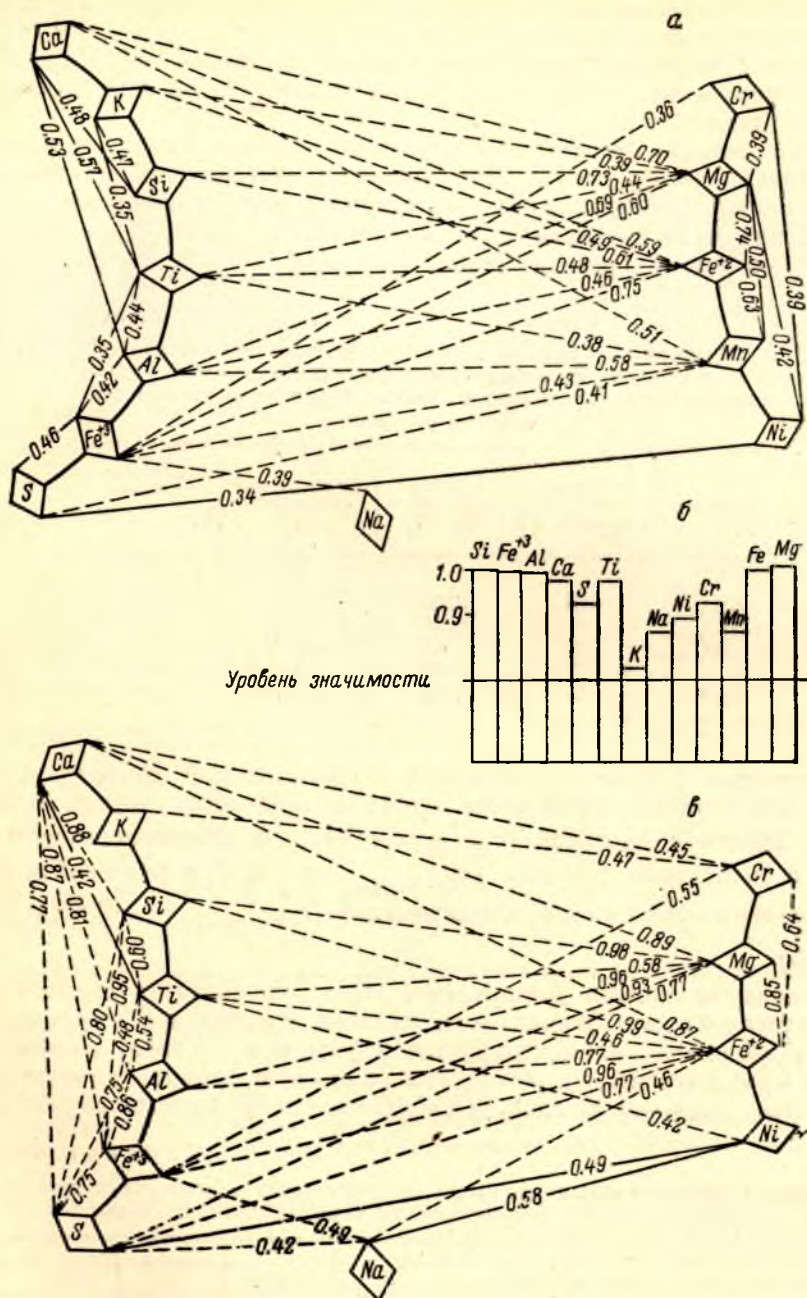


Рис. 8. Корреляционные связи между петрогенными элементами в породах гипербазитового формационного типа.

а — общая корреляция; б — сводные коэффициенты корреляции; в — частная корреляция; сплошные линии — положительные связи, пунктирные — отрицательные. Во всех случаях применялся 95%-й уровень значимости.

ном случае может быть истолковано как отражение слабой интенсивности процессов дифференциации. Действительно, состав основных минералов и их количественные соотношения варьируют в узких пределах, а мощность горизонтов с поздними продуктами кристаллизации — амфиболом, флогопитом, пирротинном — незначительна и количество поздних минералов невелико (менее 3%).

Особый интерес представляет поведение хрома и никеля в процессе формирования гипербазитов. Для уяснения особенностей их геохимии по материалам опробования четырех скважин (рис. 9) интрузива оз. Копос было проведено изучение связей в системе $\text{NiO}_{\text{вал}} - \text{NiO}_{\text{силик}} - \text{NiO}_{\text{сульф}} - \text{S} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ — оливин — серпентин (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Средние содержания некоторых рудных компонентов
в породах гипербазитового формационного типа —
оливинитах и гарцбургитах, частью серпентинизированных.
Массив оз. Копос

Компоненты	Число наблюдений n	Среднее содержание \bar{X}_i	Квадратичное отклонение σ_i	Коэффициент вариации $V_i = \frac{\sigma_i}{\bar{X}_i} \cdot 100\%$
$\text{NiO}_{\text{вал}}$	45	0.262	0.054	21
$\text{NiO}_{\text{силик}}$	45	0.209	0.051	24
$\text{NiO}_{\text{сульф}}$	45	0.045	0.024	53
S	45	0.037	0.020	54
Cr_2O_3	45	0.565	0.197	35

Полученные данные подтверждают сегрегационный характер хромитового оруденения — накопление хрома в придонных частях массива (рис. 9) вместе с оливином ($r_{\text{Cr} \cdot \text{Ол}} = +0.47$), фракционирование хрома вместе с силикатным никелем ($r_{\text{Cr} \cdot \text{Ni}_{\text{силик}}} = +0.52$) и раздельное фракционирование с серой и сульфидным никелем ($r_{\text{Cr} \cdot \text{Ni}_{\text{сульф}}} = -0.48$; $r_{\text{Cr} \cdot \text{S}} = -0.46$).

В отношении никеля установлено, что в гипербазитах данного типа он присутствует в двух формах — силикатной (преобладает) и сульфидной. Сульфидный никель концентрируется в участках массива, содержащих поздний флогопит (рис. 9), обнаруживает прямую функциональную связь с серой ($r_{\text{Ni}_{\text{сульф}} \cdot \text{S}} = +0.90$, табл. 8) и обратные связи с никелем силикатным,

Т а б л и ц а 8

Общие коэффициенты корреляции для некоторых компонентов пород гипербазитового формационного типа. Массив оз. Копос

	$\text{NiO}_{\text{силик}}$	$\text{NiO}_{\text{сульф}}$	S	Оливин	Серпентин	Cr_2O_3
$\text{NiO}_{\text{вал}}$	+0.78	+0.38	+0.34	+0.45	-0.06	+0.47
$\text{NiO}_{\text{силик}}$		-0.72	-0.73	+0.78	+0.04	+0.52
$\text{NiO}_{\text{сульф}}$			+0.90	-0.42	-0.24	-0.48
S				-0.36	+0.12	-0.46
Оливин					-0.72	+0.47
Серпентин						-0.19

П р и м е ч а н и е. Использовано 45 химических анализов. 99%-я зона значимости при $r > 0.38$, 95%-я зона значимости при $r > 0.29$.

хромом и оливином, тогда как содержания силикатного никеля прямо пропорциональны содержаниям в породе оливина и отчасти хрома. Исходя из особенностей состава и характера кристаллизации гипербазитов, можно сделать вывод о первичномагматическом характере обеих форм никеля и об обособлении их в различные периоды формирования массива

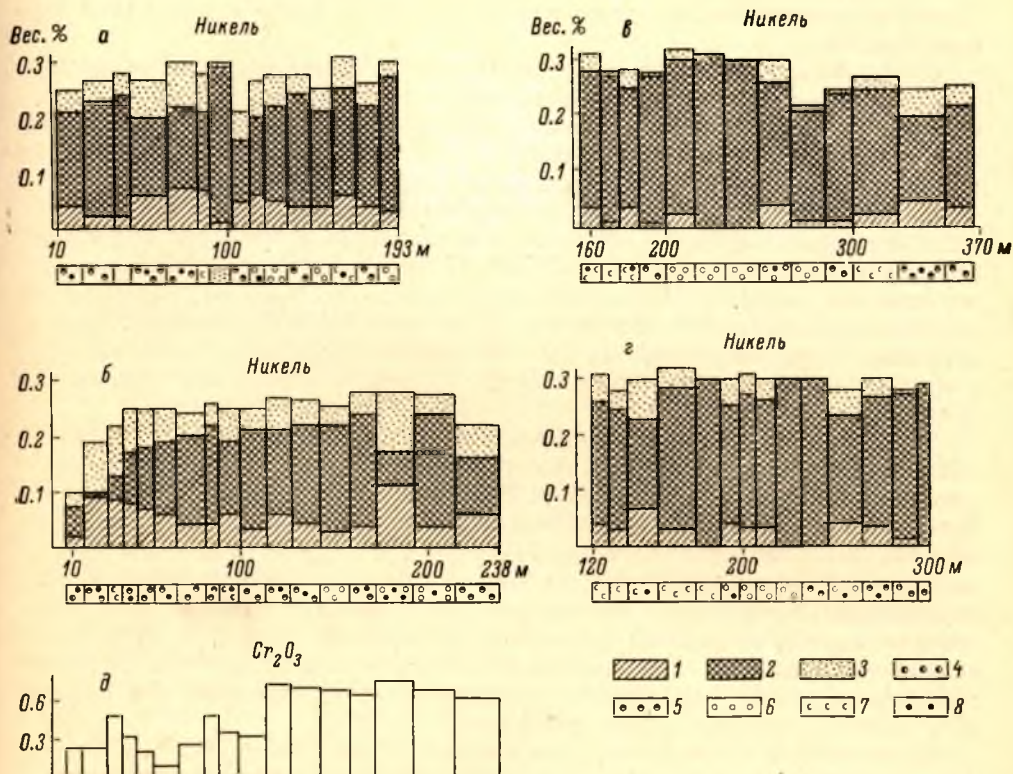


Рис. 9. Распределение различных форм никеля и Cr_2O_3 в разрезах через интрузив Копос.

а — скв. 355; б — скв. 345; в — скв. 350; г — скв. 410; д — скв. 345. 1 — никель сульфидный; 2 — никель силикатный; 3 — никель валовой; 4 — пироксениты; 5 — гарцбургиты; 6 — оливиниты; 7 — серпентиниты; 8 — выделения флогопита.

ультраосновных пород: силикатный никель накапливается в оливине на ранних, а сульфидный никель с флогопитом — на поздних стадиях кристаллизации.

Процессы серпентинизации, свойственные гипербазитам рассматриваемого типа, не сказываются на распределении никеля и не меняют сложившихся в магматическую стадию количественных соотношений между его формами (связь содержаний обеих форм никеля с количеством серпентина в породе отсутствует).

Выводы

1. Интрузии гипербазитового формационного типа, формирующиеся на ранних этапах геосинклинального развития (нижний протерозой), образуют пояса, подчеркивающие древний структурный план. Приурочены они к зонам глубинных разломов, тяготея к краевым частям синклинальных прогибов (Ветреный пояс) или к границам сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). В отличие от Карелии в Аллареченском

районе (Кольский полуостров) интрузии ультрабазитов приурочены к глубинным разломам, тяготеющим к антиклинальным поднятиям среди гранито-гнейсов основания.

2. Характерна ассоциация со спилитами и амфиболовыми габбро (Карелия) или основными эффузивами, метаморфизованными до полевошпатовых амфиболитов (Аллареченский район). Нередко наблюдается пространственное сочетание интрузий ультрабазитов и зон колчеданной минерализации.

3. Массивы гипербазитов представлены мелкими согласными недифференцированными телами в различной степени метаморфизованных оливинитов и гарцбургитов в зонах синклинальных прогибов (Карелия) или среди гранитоидов основания (Аллареченский район). Преобладает аллометаморфическая серпентинизация (антигоритизация).

4. Интрузии данного формационного типа характеризуются высокомагнезиальным составом, низкими концентрациями щелочей и титана, несколько повышенными (0.25—0.38% NiO) относительно кларковых содержаниями никеля. Оливин-ортопироксеновая ассоциация, нормальный порядок кристаллизации и наличие, по данным общей корреляции, группы ассоциирующих элементов Mg—Cr—Ni свидетельствуют о наиболее раннем фракционировании никеля наряду с хромом в процессе кристаллизации.

5. Гипербазиты каждого конкретного района, несмотря на их принадлежность к одному формационному типу, обладают геохимическими и металлогеническими различиями. Наиболее существенные отличия заключаются в количественном соотношении сульфидной и силикатной фаз никеля. Так, гипербазиты Северо-Карельской структурной зоны характеризуются практически полным отсутствием сульфидного никеля как первичномагматического, так и метаморфогенного; района Ветреного пояса — примерно равным развитием силикатной формы и метаморфогенной сульфидной; Аллареченского района — преобладанием силикатной формы никеля над первичномагматической сульфидной при полном отсутствии метаморфогенной сульфидной.

Приведенные особенности гипербазитов свидетельствуют о том, что выделенный формационный тип является аналогом альпинотипных ультрабазитов молодых областей и в равной мере характерен для докембрия Балтийского щита.

ГЕОХИМИЯ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

СИНКЛИНОРИЙ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

Ультрабазиты среднего протерозоя данного района являются конечным продуктом магматизма эффузивно-интрузивного комплекса пикритовых порфиритов—габбро-перидотитов (Богачев и др., 1968) как результат общей антидромной направленности дифференциации (Слюсарев, 1968) и четко отличаются от гипербазитового формационного типа этой же структурной зоны по вещественному составу (Слюсарев, 1967, 1968), геоструктурному положению, петрографо-минералогическим и геохимическим особенностям. Ультрабазиты пространственно и генетически связаны с высокомагнезиальными вулканитами, локализующимися в наложенной структуре типа приразломной синклинали (Кратц, Лазарев, 1961).

В связи с принятым в настоящей работе формационным принципом расчленения гипербазитов изученные ультрабазиты условно рассматриваются вместе с габбро-перидотитовыми комплексами. В дальнейшем, возможно, возникнет необходимость выделения особого и самостоятельного формационного типа гипербазитов карелид.

Формирование среднепротерозойских ультрабазитов связано с качественно новым, переходным к платформенному режиму, этапом в истории тектонического развития карелид и эволюции протерозойского магматизма и происходило на фоне общей консолидации структурной зоны, блоковых движений и разрывных нарушений.

Интрузии ультрабазитов являются составной частью мощного габбро-перидотитового пояса, вытянутого согласно с общим северо-западным простиранием структурной зоны и повторяющего как ее первичный план, так и контуры приразломной синклинали структуры. Интрузии ультрабазитов обнаруживают тесную пространственную связь с массивами лейкократовых амфиболовых габброидов, развиты в различных этажах карельской складчатости и среди гранитоидов основания, контролируются продольными северо-западными разломами, локализующимися в участках сочленения различных структурно-фациальных зон, и поперечными северо-восточными разломами. Основная часть интрузий имеет согласное залегание с вмещающими породами, секущие взаимоотношения отмечаются реже.

По характеру внутреннего строения выделяются простые и слабодифференцированные интрузии. Первые резко преобладают и сложены довольно однородными апверлитовыми серпентинитами, вторые — менее серпентинизированными плагиоклазовыми металерцолитами, переходными к оливиновым метагаббро-норитам. Плагиоклазосодержащие разновидности изредка встречаются среди метаверлитов и связаны с последними постепенными взаимопереходами. Петрографо-минералогические и петрохимические исследования свидетельствуют о том, что обе группы ультрабазитов являются крайними членами единого эволюционного ряда. Это отчетливо

порфировидные породы гипабиссального облика с бластопойкилитовыми структурами. Состав оливина меняется от хризолита с 13—15% Fa (метаверлиты) до 16—24% Fa (плаггиоклазсодержащие разновидности), клинопироксен принадлежит к ряду диопсида—авгита, ортопироксен относится к энстатиту—бронзиту с 83—93% En , плаггиоклаз представлен лабрадором—битовнитом. Отличительной особенностью рассматриваемых ультрабазитов является присутствие бурой роговой обманки, биотита, апатита и самородного железа (Бетехтин, Альбов, 1940; Трофимов, 1940). Серпентинизация автометаморфическая; желтовато-зеленые серпентины представлены лизардитом и хризотилом с примесью брусита, судя по термографическим и рентгено-структурным данным. Даже в полностью серпентинизированных породах хорошо сохраняются особенности первично-магматических структур, характерно слабое развитие вторичного магнетита, что является отличительной чертой автометаморфической стадии серпентинизации (Штейнберг и др., 1966).

Ведущей минерализацией в ультрабазитах является магнетит-хромитовая. Петрографические наблюдения (включения хромита в оливинах и приуроченность к скоплениям последнего) свидетельствуют о сближении времени кристаллизации оливина и хромита. Сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, очень редко пентландит) развита в резко подчиненном количестве и практически не встречается в наименее серпентинизированных разновидностях. Как отмечали еще А. Г. Бетехтин и Н. В. Альбов (1940), чаще всего единичная сульфидная вкрапленность появляется в наиболее серпентинизированных ультрабазитах, особенно в участках, примыкающих к хлорит-тремолитовым эндоконтактным зонам интрузий. В целом для комплекса характерно значительно более широкое развитие безникелевой сульфидной минерализации (пирит, пирротин, халькопирит) в лавовых образованиях по сравнению с интрузивами. По нашим предварительным данным, еще более характерна эта закономерность для Суйсарского вулканического комплекса.

Поскольку ультрабазиты являются составной частью единого эффузивно-интрузивного комплекса, то целесообразно рассмотреть характер распределения металлогенных компонентов в эволюционном ряду (пикритовые метапорфириты—плаггиопироксеновые метапорфириты и их интрузивные аналоги лейкократовые габброиды—оливиновые метапорфириты и их интрузивные аналоги ультрабазиты). Анализируя наблюдаемые закономерности распределения металлогенных компонентов (табл. 9, рис. 10), можно отметить две основные тенденции; во-первых, общее накопление никеля и хрома в конечных продуктах эффузивного (оливиновые метапорфириты) и интрузивного (ультрабазиты) магматизма, во-вторых, максимальные концентрации никеля и хрома дают наиболее магнезиальные члены ультрабазитов (метаверлиты). В метагаббро-пегматитах, генетически связанных с плаггиоклазсодержащими разновидностями, содержание хрома резко уменьшается, а никель отмечается в виде следов. Подобная закономерность поведения никеля общеизвестна как для отдельных интрузий (Turekian, Carr, 1960), так и серий пород (Нокколдс, Митчелл, 1952; Вагер, Митчелл, 1952), являющихся продуктом кристаллизационной дифференциации.

Что касается хрома, то кроме повышений его концентраций с увеличением магнезиальности пород (Малахов, 1969; Wilson, 1953) отмечается также увеличение железистости самих хромшпинелидов в более кислых разновидностях (Wilson, 1953). Аналогичный результат получен Осборном (Osborn, 1962) для реакционных серий, формирующихся в условиях систем, открытых для кислорода, где в кристаллизующемся с начальных этапов магнетите идет прогрессивное уменьшение хрома. Как известно (Малахов, 1966б, 1969; Борисенко, 1966), основными концентраторами

Средние содержания никеля и хрома в породах комплекса

Породы	Ni _{вх}			Cr ₂ O ₃		
	количе- ство об- разцов	вес. %	стандартные отклонения	количе- ство об- разцов	вес. % кислородные отношения	стандартные отклонения
Все гипербазиты комплекса	119	0.12	—	115	0.52	—
Метагаббро-пег- матиты	1	Сл.	—	1	0.11	—
Плагноклазовые металерцолиты . . .	42	0.086	$462 \cdot 10^{-4}$	42	$\frac{0.45}{23 \cdot 10^{-4}}$	$77 \cdot 10^{-5}$
Аповерлитовые серпентиниты . . .	74	0.15	$671 \cdot 10^{-4}$	74	$\frac{0.56}{30 \cdot 10^{-4}}$	$120 \cdot 10^{-5}$
Метагаббро-пег- матиты	4	Не обн.	—	4	От сл. до 0.01—0.04	
Амфиболовые лей- кократовые габбро	21	От 0.0 до 0.008—0.04	—	18	0.09	
Оливиновые ме- тапорфиры	8	0.087	—	8	0.32	—
Плагнироксе- новые метапорфиры	7	От 0.0 до 0.01—0.02	—	7	0.10	—
Пикритовые ме- тапорфиры	38	0.02	$264 \cdot 10^{-4}$	29 38	$\frac{0.12}{43 \cdot 10^{-5}}$	$32 \cdot 10^{-5}$

силикатного хрома, достигающего 30—40% от общего содержания в породе, являются орто- и клинопироксены. Причем в породах, богатых магнием, основная часть его уходит в хромиты (Борисенко, 1966). Как видно из табл. 9, распределение никеля и хрома в аповерлитовых серпентинитах более неравномерное по сравнению с плагноклазовыми металерцолитами, судя по величинам стандартных отклонений (разница дисперсий весьма существенна, проверено с использованием критерия Фишера при 1%-м уровне значимости). Это может быть обусловлено частичным перераспределением металлогенных компонентов в процессе серпентинизации, а для хрома, кроме того, еще и повышением содержания хромшпинелидов, как это установлено для ультрабазитов Урала (Малахов, 1969). Наблюдаемые закономерности согласуются с петрографическими данными и процентным содержанием валового хрома в породах.

В изученных ультрабазитах силикатный никель резко преобладает над сульфидным (рис. 10). В аповерлитовых серпентинитах, по данным Н. В. Альбова (1939 г.), содержание NiO во вторичном магнетите равно 0.07%, т. е. основная часть никеля заключена в силикатах, в основном в серпентинах.

Так как мы имеем дело главным образом с серпентинитами, где первичные минеральные фазы редки и их изучение затруднено или просто невозможно, то для расшифровки наблюдаемых эмпирических закономерностей распределения никеля и хрома в ультрабазитах и их поведения в процессе кристаллизации использовался корреляционный анализ (рис. 11, 12). Вычисленные корреляционные отношения свидетельствуют о линейном характере большинства корреляционных связей. Как известно, автомета-

морфическая серпентинизация носит преимущественно изохимический характер (Бетехтин, 1953; Соболев, 1959; Штейнберг, Малахов и др., 1966; Green, 1964; Hostetler et al., 1966) с сохранением постоянства соотношений между основными компонентами при увеличении объема, как и в любом другом процессе гидратации (Маракушев, 1968), причем серпентинизация идет почти без выделения магнетита (Штейнберг и др., 1966).

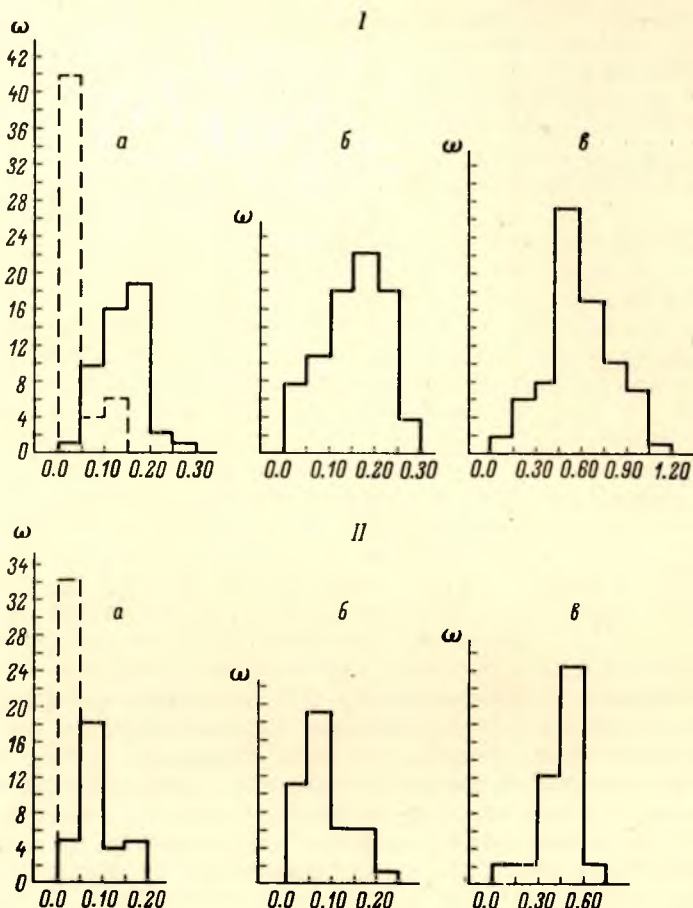


Рис. 10. Гистограммы никеля и хрома в аповерлитовых серпентинитах (I) и плагиоклазовых металерцолитах (II).

а — соотношение сульфидной (пунктир) и силикатной (сплошная линия) фаз никеля; б — валовый никель; в — трехокись хрома.

В таком случае выявленные корреляционные зависимости можно рассматривать как отражение основных геохимических особенностей магматического этапа кристаллизации. Рассматривая приведенные ниже корреляционные связи в породах как многокомпонентных системах, не следует забывать о том, что мы получаем суммарный эффект длительного и сложного процесса формирования геологических объектов при изменяющихся физико-химических условиях. Так как мы оперируем вещественным составом, то естественно, что расшифровка причинно-следственных связей только на основе корреляционного анализа весьма затруднительна. К тому же, судя по наличию существенных количеств биотита в ультрабазитах, присутствию апатита и автометаморфической серпентинизации,

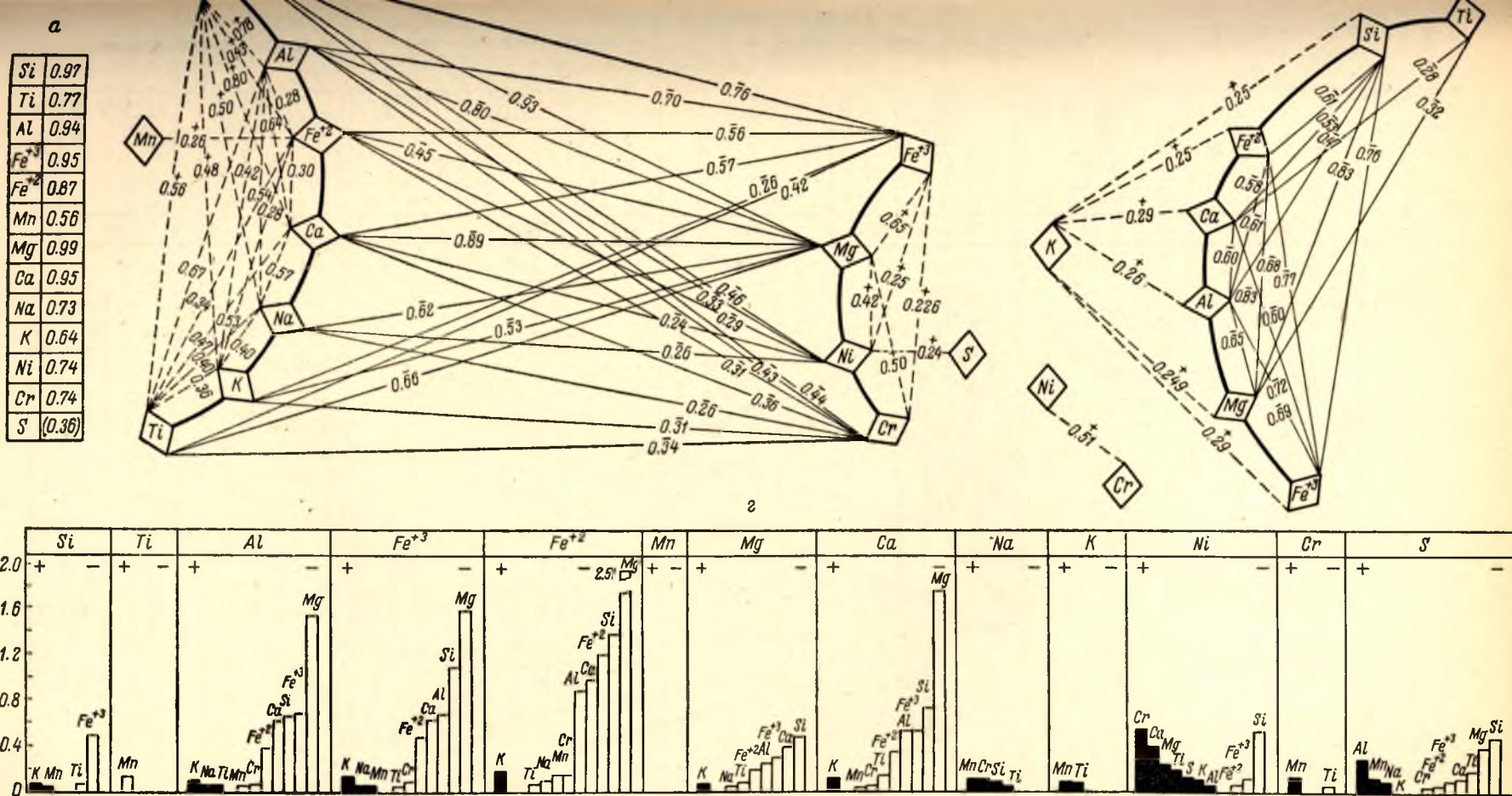


Рис. 11. Корреляционные связи в аповерлитовых серпентинитах.

а — сводные коэффициенты корреляции (в скобках незначимые коэффициенты); б — парные (общие) коэффициенты корреляции; в — частные коэффициенты корреляции; г — уравнения множественной регрессии в стандартизованном масштабе; величины коэффициентов уравнений для каждого компонента нанесены по ординате слева. Во всех случаях применялся 95%-й уровень значимости.

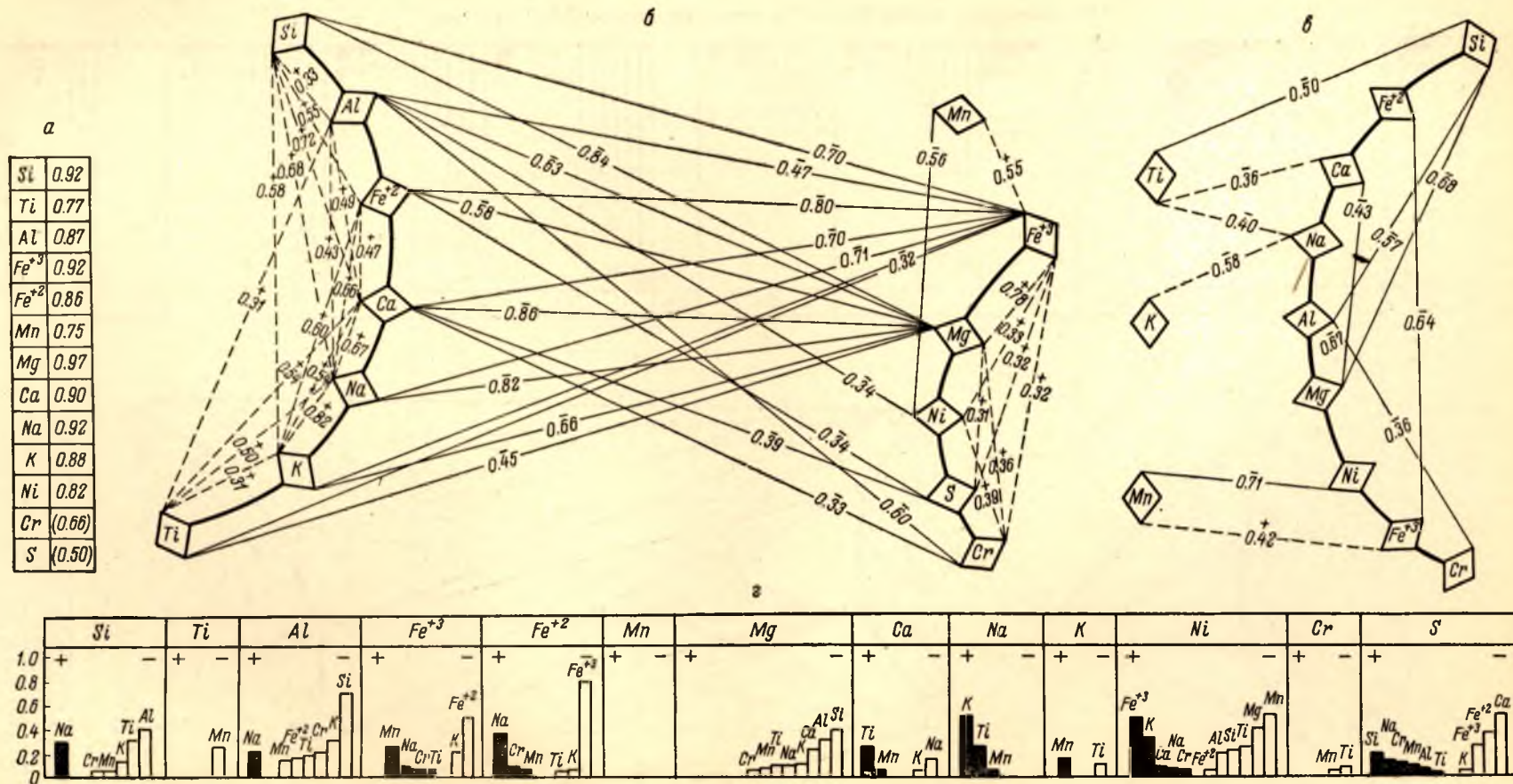


Рис. 12. Корреляционные связи в плагиоклазовых металерцолитах,

Условные обозначения см. на рис. 11,

можно предполагать существенное влияние на процесс кристаллизации водной флюидной фазы, которое невозможно учесть при расчетах. Существенное воздействие на характер осаждения компонентов из расплава могло оказывать также каталитическое воздействие минерализаторов. Следовательно, корреляционные зависимости отражают наряду с кристаллохимическими целый ряд связей иного порядка.

По данным общей корреляции (рис. 11, 12), в ультрабазитах выделяются две антагонистические группы (в их эффузивных аналогах намечаются) элементов: 1 — Mg, Fe⁺³, Ni, Cr; 2 — Si, Al, Fe⁺², Ca, Na, K, Ti. Отсутствие значительных колебаний величин сводных коэффициентов корреляции и их значимость свидетельствуют о том, что содержание каждого из элементов в рассматриваемых породах в значительной степени определяется концентрациями остальных. Исключение в этом отношении составляет сера. Это может быть обусловлено процессами вторичного характера или отсутствием связи между наблюдаемыми концентрациями серы и процессом кристаллизации. Единство антагонизма в аповерлитовых серпентинитах и полевошпатовых разновидностях свидетельствует о том, что эволюция составов вплоть до наиболее кислых габбро-пегматитов контролируется единым направленным процессом, осуществляемым за счет реализации выявленного антагонизма. Судя по петрографическим данным, это фракционно-кристаллизационная дифференциация, которая в миниатюре наиболее полно проявляется в слабодифференцированных массивах. Но если мы обратимся к частной корреляции, то здесь уже видим количественное и качественное различия связей в метаверлитах и металерцолитах. В метаверлитах особенно резко, судя по устойчивым связям (совпадение общей и частной корреляции), проявляется антагонизм Al, Fe⁺² и Ca к Mg и в свою очередь Mg и Fe⁺³ к Si, Ca, Al, Fe⁺², Ti, Na. В металерцолитах резкость антагонизма уменьшается, несмотря на неизменность устойчивого и ведущего антагонизма Mg с Si, Al, Ca, Na, K и Ti. Это затухание антагонизма, в частности, заключается в исчезновении в металерцолитах отрицательной связи Mg с Fe⁺², а также в появлении целого ряда новых положительных связей (Si и Al с Na, Fe⁺² с Na и Cr, Ca с Ti, Na с K и Ti). Анализ всего многообразия связей не является целью настоящей работы, и здесь мы только рассмотрим характер изменения связей металлогенных компонентов от метаверлитов к полевошпатовым разновидностям.

В многокомпонентной системе (метаверлиты) Ni связан положительно (в порядке убывания) с Mg, Fe⁺³ и S и отрицательно — с Si, Al, Fe⁺², Na, Ca. Устойчивыми оказались прямые связи Ni с Mg, S и обратные — с Fe⁺² и Si. Кроме того, установлены, по данным множественной регрессии, положительные связи Ni с Cr, Ti и K. Как видно из рис. 11, на содержание Ni в породе наибольшее влияние оказывают Cr, затем Ca и только потом Mg, Ti, S, K. В плагиоклазовых металерцолитах Ni, по данным общей корреляции, обнаруживает прямые связи с Cr и Fe⁺³, отрицательные — с Mn и Al. Все эти связи устойчивые. Установлены дополнительно (множественная регрессия) положительные связи Ni с K, Ca, Na; отрицательные — с Mg, Ti, Si и Fe⁺². В отличие от аповерлитовых серпентинитов максимальное влияние на концентрации никеля в металерцолитах в первую очередь оказывает Fe⁺³, затем K и весьма слабо Ca, Na и Cr. Интересна отрицательная связь с Mg. Таким образом, если в начальные этапы кристаллизации Ni уходил в силикаты (оливин) и окислы, то в заключительные — концентрировался главным образом в окислах. Подобная закономерность почти одинакового распределения никеля между окислами и силикатами свойственна ультрабазитам (Урал) с преобладающим развитием его силикатной фазы (Эдельштейн, 1960). Для отдельных районов известно также (Смирнова и др., 1968), что с увеличением железистости и уменьшением коли-

чества оливина в породе около 50% песульфидного никеля может входить в титаномagnetиты. В данном случае обращает на себя внимание наличие положительных связей Ni со щелочами и Ca, которые не могут быть объяснены с кристаллохимических позиций.

Некоторую информацию о возможной природе подобных зависимостей дают экспериментальные работы (Овчинников, Масалович, 1966). Было установлено, что при фильтрации хлористого никеля через цирконовый фильтр основными компонентами (поступают в раствор из фильтра в незначительных количествах), вытесняющими Ni из раствора, являются в первую очередь Na и K, в меньшей степени Ca. Причем с повышением температуры до 300° концентрация Ni падает до 5—20% от первоначальной в исходном растворе. Следовательно, можно предполагать, что в процессе кристаллизации ультрабазитов при наличии водной флюидной фазы и накопления щелочей (метаверлиты — $K_2O=0.10$, $Na_2O=0.13\%$; плагиоклазовые металерцолиты — $K_2O=0.21$, $Na_2O=0.46\%$; метагаббро-пегматиты — $K_2O=0.25$, $Na_2O=2.26\%$) характер распределения Ni в окислах и силикатах контролируется не только простыми изоморфными зависимостями типа Ni—Mg (Vogt, 1923; Wilson, 1953; Эдельштейн, 1960; Абдуллаев и др., 1967; Смирнов и др., 1968), Ni—Fe⁺² (Ringwood, 1956), Ni—Mg и Fe⁺² (Нокколдс, Митчелл, 1952; Гинзбург, 1964). Тщательные исследования кристаллов оливина из базальтов и из включений перидотитов в них (Talbot et al., 1963; Forbes, Banno, 1966) показали, что с ростом магнезиальности к ядрам зерен растёт и содержание Ni (особенно в базальтах). Тем не менее, по мнению Форбса и Бенно (Forbes, Banno, 1966) физико-химические факторы, влияющие на содержание никеля, не вполне ясны.

В многокомпонентных системах хром ассоциирует с Mg, Fe⁺³, Ni. По данным множественной регрессии, отличительной чертой хрома является практическое отсутствие влияния на его концентрацию остальных компонентов (за исключением отрицательной связи с Ti) и в то же время зависимость целого ряда из них от хрома (рис. 11, 12). Судя по петрографическим данным, это вызвано наиболее ранним фракционированием основной массы хрома с образованием хромшпинелидов, а также наиболее ранним входением его в решетку пироксенов. Принципиальная возможность эвтектики и котектики оливин—хромшпинелид экспериментально установлена (Keith, 1954; Базилевский, 1968). Но отсутствие влияния магния на концентрацию хрома, возможно, может свидетельствовать о наличии и сосуществовании двух (хромшпинелиды и силикаты) независимых и направленных тенденций кристаллизации в едином процессе эволюции расплава.

Таким образом, результаты корреляционного анализа свидетельствуют о совершенно различной геохимической роли никеля и хрома в процессе кристаллизации, несмотря на то что в многокомпонентной системе они являются ассоциирующими компонентами и сопровождают магний, т. е. накапливаются в наиболее магнезиальных продуктах.

На основе вышеприведенных фактических данных попытаемся проследить поведение никеля и хрома в процессе формирования комплекса в целом и ультрабазитов в том числе. Для иллюстрации этого положения на рис. 13 приведены петрохимические особенности комплекса.

Можно полагать, что лавовые образования — начальные и слабодифференцированные продукты магматизма — наиболее близки к первично возникшему расплаву и дают некоторое представление о концентрациях в нем металлогенных компонентов. Формирование базальтовых жидкостей типа оливиновых толеитов (Nockolds, 1954) возможно, судя по экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968), за счет выплавления $\approx 30\%$ первичного объема пиролита, а подъем к поверхности слабодифференцирован-

ного материала может быть обусловлен относительно быстрой сменой тектонического режима и возникновением высоких температур, что подтверждается и экспериментальными данными (Хитаров, Слуцкий, 1967). Результаты опытных работ свидетельствуют о том, что в случае большого геотермического градиента перепад температур по глубине будет незначителен и выплавляющийся материал не будет дифференцирован. Слабый размах дифференциации для вулканитов комплекса в целом, отсутствие полевошпатовых разновидностей (поле кристаллизации плагиоклаза в толеитовых оливиновых базальтах по Грину и Рингвуду расширяется с падением давления и температуры) среди резко преобладающих недифференцированных лавовых покровов (Куликов, 1969), преобладающая в последних ассоциация магнезиальный оливин+клинопироксен, высокий процент стекловатой массы — все это может свидетельствовать о быстром подъеме к поверхности магматических масс, довольно быстром понижении температуры и преобладающей кристаллизации в процессе движения с частичным фракционированием магнезиально-железистых силикатов и хромита.

В свое время уже отмечалось (Слюсарев, 1970), что каждой составной части комплекса свойственны свои антагонистические группы элементов, в частности, для пикритовых метапорфиров выделяются: 1—Mg и Fe^{+2} , 2—Si, Al, Fe^{+3} , Ca, Na, Ti. В связи с этим возникает вопрос о петрологическом смысле выявленного антагонизма. Поскольку мы имеем дело со стекловатыми породами, то для решения этого вопроса правомерно применение теорий ионного строения искусственных расплавов и полимеризации, которые успешно используются целым рядом исследователей (Щербина, 1953; Летников, 1966; Нарсеев, 1966; Шипулин, 1969, и др.), тем более что эффузивы, так же как и искусственные расплавы, кристаллизуются в неравновесных условиях и больше всего приближаются к сухим системам. Полимеризация играет ведущую роль в эволюции расплава, и особенно важную роль для вулканических процессов имеет скорость ее протекания и степень завершенности (Нарсеев, 1966). В случае неравенства температур среды—системы (быстрый подъем расплава в верхние зоны земной коры) полимеризация идет быстро с отделением летучих компонентов. Это в целом согласуется с представлениями Дж. Кеннеди (1957) о возможности миграции воды, щелочей и сульфидов в области пониженных температур и давлений. Поэтому вполне закономерно наличие сульфидной минерализации (безникелевой) в вулканитах и отсутствие последней в интрузивах. В этих условиях реализация геохимического антагонизма в вулканитах в связи со слабой степенью полимеризации проявляется слабо и находит свое выражение в появлении вкрапленников оливина (преимущественно) и клинопироксена. В дальнейшем в процессе магматической дифференциации

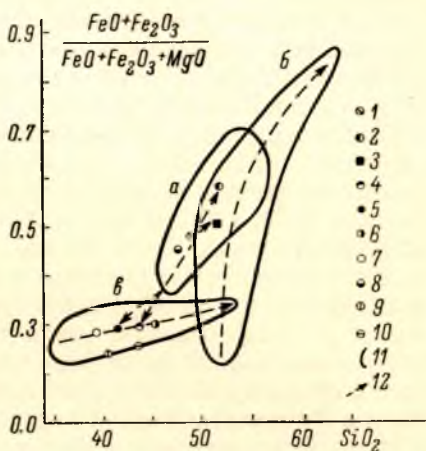


Рис. 13. Петрохимические особенности комплекса на диаграмме Осборна (вес. %).

а — пикритовые метапорфиры; б — амфиболовые лейкокатовые габбро; а — ультрабазиты. Средние составы пород комплекса: 1 — пикритовые метапорфиры, 2 — амфиболовые лейкокатовые габбро, 3 — эффузивные аналоги (плагио-пироксеновые метапорфиры) лейкокатовых габбро, 4 — эффузивные аналоги (оливиновые метапорфиры) верлитов, 5 — ультрабазиты комплекса, 6 — плагиоклазовые металерцолиты, 7 — аповерлитовые серпентиниты; средние составы по Нокколдсу: 8 — толеитовый оливиновый базальт, 9 — дунит, 10 — перидотит; 11 — контуры, органичивающие поля точек составов пород; 12 — направленность дифференциации.

ции, для объяснения которой наиболее приемлем механизм зонного плавления (Виноградов, 1959; Виноградов, Ярошевский, 1965), идет последовательное поступление легкоплавкого (лейкократовые габбро и их эффузивные аналоги) материала, обедненного никелем и хромом (табл. 9), а затем более тугоплавкого (ультрабазиты, прорывающие лейкократовые габброиды и их эффузивные аналоги) — уже обогащенного металлогенными компонентами. Кроме аналогии в вещественном составе метаверлитов и их эффузивных аналогов (Слюсарев, 1967, 1968), последние, подобно интрузивам, характеризуются магнетит-хромитовой минерализацией, высокомагнезиальным оливином, одним и тем же набором элементов-примесей и геохимическим антагонизмом. На этом основании оливиновые метапорфириты, близкие по составу к мировому перидотиту Нокколдса (Nockolds, 1954), следует рассматривать в качестве наиболее вероятного расплава, производными которого являются ультрабазиты. В таком случае мы сталкиваемся с ярко выраженным явлением гетероморфизма как отражением резкого различия в степени неравновесности процессов кристаллизации (Рашин, 1963) в близповерхностных (эффузивы) и более глубинных (интрузивы) условиях. Если учесть, что основная часть химических реакций осуществляется и завершается в жидкой фазе (Белов, 1963) при ведущей роли катионов в минералообразовании (Белов, 1961), то для эффузивных аналогов ультрабазитов, точно так же как и в лавовых образованиях, реализация выявленного антагонизма заканчивается образованием хромита и оливина, а в последнем случае в результате более длительного процесса кристаллизационной дифференциации тот же антагонизм в гипабиссальных условиях ведет к формированию эволюционного ряда: верлиты — лерцолиты — плагиоклазовые лерцолиты и габбро-пегматиты. При этом никель и хром накапливаются в наиболее ранних и магнезиальных продуктах (табл. 9). О гипабиссальных условиях формирования ультрабазитов, помимо структурных особенностей, свидетельствуют парагенезисы (оливин + клинопироксен + хромшпинелиды, оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + хромшпинелиды) малых давлений (Михайлов, Ровша, 1965; Мак-Грегор, 1968).

ХАУТАВААРСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

В строении Хаутаваарской синклинальной зоны принимают участие образования трех последовательно сменяющихся комплексов (от древних к молодым): диабазового вулканогенного, андезито-дацитового, вулканогенно-осадочного и габбро-перидотитового интрузивного (Попов, 1968, 1970). Последний представлен следующей ассоциацией горных пород: метаоливиниты, амфиболовые метаперидотиты, метаверлиты, метаклинопироксениты, горнблендиты, железистые амфиболовые метагаббро, амфиболовые метагаббро-диориты. Основные разности имеют подчиненное развитие.

В составе габбро-перидотитового комплекса выделяются сложно-, слабо- и недифференцированные массивы ультраосновных пород, а также дайки метапироксенитов и габброидов. Все три типа гипербазитовых интрузий в основном приурочены к разломам и прорывают вулканогенные образования диабазового и андезито-дацитового комплексов, содержат их ксенолиты и образуют апофизы во вмещающие породы. Часто на контактах с последними в гипербазитах отмечаются зоны закалки. Массивы ультраосновных пород прорываются жилами габброидов и плагиомикроклиновых гранитов.

К сложнодифференцированным интрузиям относится Хюрсюльский массив. Он расположен севернее оз. Суриярви и вытянут в близмеридио-

нальном направлении. Длина его 10 км, ширина 2.5—3 км. Массив приурочен к глубинному разлому, ограничивающему Хаутаваарско-Чалкинскую зону с запада. По геологическим и геофизическим данным он представляет собой расслоенную интрузию, погружающуюся под углом 50—70° на юго-восток под вулканогенно-осадочные породы. В строении массива можно выделить нижний горизонт, сложенный метаоливинитами и амфиболовыми метаперидотитами, и верхний — представленный метаклинопироксенитами с коричневым амфиболом, горнблендитами, амфиболовыми железистыми метагаббро и амфиболовыми метагаббро-диоритами. Внутри каждого горизонта снизу вверх наблюдаются постепенные переходы между дифференциатами, тогда как переход между горизонтами бывает постепенный и быстрый. В одних случаях между метаперидотитами и метаклинопироксенитами присутствуют оливиновые метапироксениты с амфиболом, в других — отсутствуют.

В породах массива нередко наблюдаются первичные магматические текстуры: полосчатость и трахитоидность. Присутствующие в пределах массива останцы вулканогенно-осадочных пород в виде близмеридионально вытянутых полос, по-видимому, отображают складчатый характер вмещающей вулканогенно-осадочной толщи в период внедрения ультраосновной магмы.

Слабодифференцированные массивы гипербазитов приурочены к разломам и контактам диабазового и андезито-дацитового комплексов. Форма интрузий в плане линзообразная и изометричная. Размеры их варьируют от 0.25×1.5 до 1.5×1.8 км. Сложены они метаоливинитами, метаверлитами, амфиболовыми метаперидотитами.

Недифференцированные массивы пользуются наибольшим распространением в районе. Форма тел удлинённая, линзообразная, пластообразная. Длина их колеблется от 50 м до 2—3 км, ширина от 10 м до 200—300 м. Сложены массивы амфиболовыми метаперидотитами.

Метаоливиниты развиты в сложно- и слабодифференцированных массивах. В менее изменённых породах из первичных минералов присутствуют оливин (от форстерита с 8—10% Fa до хризолита с 14—16% Fa), мелкие реликты моноклинного пироксена авгитового ряда, хромит, магнетит; из вторичных минералов — серпентин, иддингсит-боулингит, магнетит, реже карбонат, тальк, хлорит, пентландит, пирротин, редко халькопирит, пирит.

Амфиболовые метаперидотиты и метаверлиты характерны для всех трех типов массивов. Первоначальное соотношение в этих породах авгита и коричневой роговой обманки из-за метаморфизма определить невозможно, поэтому амфиболовые метаперидотиты и метаверлиты объединены в одну группу. Первичные минералы в них представлены оливином (хризолитом с 14—20% Fa), редкими реликтами авгита, коричневым амфиболом ряда куммингтонит—грюнерит, магнетитом, реже хромитом; из вторичных минералов присутствует серпентин, иддингсит-боулингит, тремолит, магнетит, хлорит, реже карбонат, пентландит, пирротин, халькопирит, пирит.

Оливин-амфиболовые метапироксениты встречены в Хюрсюльском массиве. Первичные минералы представлены оливином (хризолит с 21% Fa), авгитом, коричневым амфиболом ряда куммингтонит—грюнерит, магнетитом; вторичные — серпентином, иддингсит-боулингитом, тремолитом, магнетитом, реже хлоритом, пентландитом, пирротин.

Метаклинопироксениты с амфиболом развиты только в Хюрсюльском массиве. Первичные минералы представлены авгитом, коричневой роговой обманкой ряда баркевикита, титаномagnetитом; из вторичных минералов присутствуют актинолит, синевато-зеленая роговая обманка, лейкоксен, карбонат, халькопирит, пирротин.

Горнблендиты сложены почти нацело коричневой и синевато-зеленой роговой обманкой и титаномagnetитом.

Железистые амфиболовые метагаббро развиты в массиве Хюрсюля и в районе оз. Виетуккалампи. Они в основном состоят из альбита с 3—7% An , синевато-зеленой роговой обманки гастингситового ряда, титаномagnetита. В небольших количествах в них встречаются карбонат, апатит, халькопирит, пирротин.

Амфиболовые метагаббро-диориты слагают верхние горизонты Хюрсюльского массива. Сложены они альбитом с 3—4% An , синевато-зеленой роговой обманкой гастингситового ряда.

Для метаоливинитов, метаперидотитов и метаклинопироксенитов, горнблендитов, железистых амфиболовых метагаббро установлен различный характер рудной минерализации. В метаперидотитах и метаоливинитах первичные минералы представлены хромитом, magnetитом, вторичные—magnetитом, пентландитом, пирротинном, реже халькопиритом и пиритом.

Хромит кристаллизовался в раннемагматическую стадию, одновременно с оливином. Он образует мелкие идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы и изометричные зерна, почти всегда окруженные тонкой каймой вторичного magnetита. Хромит крайне неравномерно распределен в породах, что отражается в широких вариациях содержания Cr_2O_3 в химических анализах (от 0.18 до 0.80 вес. %).

Magnetит наблюдается в виде нескольких генераций: 1) первичный magnetит образует идиоморфные кристаллы и изометричные зерна; кристаллизация его происходила одновременно с хромитом и оливином; 2) вторичный magnetит развит как продукт опацизации авгита, коричневой роговой обманки, оливина; располагается в виде кайм вокруг зерен хромита, тонких и мелких зерен неправильной и удлиненной формы, развитых в породах равномерно или образующих полосовидные и пятнистые обособления; слагает микропросечки, жилки мощностью до 3—5 см, а также magnetит-серпентиновые, серпентин-magnetитовые, карбонат-magnetитовые жилки.

Сульфидная эпигенетическая минерализация в рассматриваемых породах представлена двумя типами: медно-никелевым и колчеданным, которые пространственно разобщены, хотя могут встречаться и в пределах одного массива. Колчеданный тип минерализации развит в гипербазитах, находящихся в непосредственной близости с пирротин-пиритовым оруденением вмещающих пород.

Пентландит встречается в виде единичных мелких и микроскопических зерен неправильной и удлиненной формы, реже образует микропросечки. Он развивается по плоскостям спайности в тремолите, внутри зерен хромита, обрастает с краев и проникает по микротрещинкам в зерна вторичного magnetита, иногда наблюдается в виде пламенивидных вростков в пирротине. Пентландит в гипербазитах района встречается или в ассоциации пирротин—пентландит—халькопирит, или в ассоциации вторичный magnetит—пентландит. Во всех случаях формирование пентландита происходило после основного процесса серпентинизации, тремолитизации, хлоритизации пород и выделения вторичного magnetита.

Пирротин и пирит минерализации колчеданного типа в гипербазитах образуют мелкие зерна неправильной формы, мелкие гнезда, прожилки и жилы, а также выполняют роль цемента в тектонических брекчиях. Характерной особенностью этих сульфидов является ничтожно малое содержание в них никеля (сотые доли процента).

Для метаклинопироксенитов, горнблендитов и железистых амфиболовых метагаббро характерно первичномагматическое титаномagnetитовое оруденение. Эпигенетическая рудная минерализация представлена в основном халькопиритом, пирротинном, реже пиритом.

Титаномагнетит формировался на конечных стадиях кристаллизации авгита, но раньше или одновременно с коричневой роговой обманкой. Он образует мелкие идиоморфные кристаллы, каплевидные и изометричные зерна. Нередко форма его зерен неправильная, скелетная, обусловленная замещением титаномагнетита лейкоксом, карбонатом, синевато-зеленой роговой обманкой. В последней иногда наблюдаются реликтовые контуры зерен титаномагнетита, подчеркиваемые пластинками ильменита. В слабо измененных породах ильменит и магнетит развиты в виде пластинчатых или решетчатых сростаний. В более интенсивно измененных разностях в удлиненных и прожилковидных зернах титаномагнетита наблюдаются неправильной формы выделения ильменита. Реже ильменит образует отдельные мелкие зерна. По данным химического анализа, титаномагнетиты содержат TiO_2 в количестве 10.23—10.48%, а отношение Fe_2O_3/FeO равно 1.2—1.27.

Халькопирит является основным эпигенетическим рудным минералом метаклинопироксенитов, горнблендитов и железистых амфиболовых метагаббро. Он образует мелкие зерна неправильной и удлиненной формы, просечки, а также содержится в карбонатных жилах. Часто в ассоциации с халькопиритом находится пирротин. Форма развития последнего аналогична халькопириту. Формирование этих сульфидов тесно связано с процессом карбонатизации пород.

Таким образом, по металлогенической специализации метаоливиниты и метаперидотиты рассматриваемого района четко отличаются от метаклинопироксенитов, горнблендитов и железистых амфиболовых метагаббро. Для метаоливинитов и метаперидотитов характерен хромит, магнетит, пентландит, для метаклинопироксенитов и метагаббро — титаномагнетит, халькопирит. В обоих случаях сульфидная эпигенетическая минерализация в основном имеет лишь минералогический интерес.

Т а б л и ц а 10

Пределы колебания содержаний окислов в метаоливинитах

Массивы, количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Хюрсюля, 10 ан.	34.22 37.88	0.25 0.33	0.14 1.23	7.14 12.15	3.76 5.51	0.06 0.29	34.86 37.37
3 км северо-западнее д. Игнойла, 7 ан.	36.53 37.64	0.20 0.24	1.86 3.20	7.09 9.48	1.79 3.44	0.11 0.21	35.62 38.03
5 км северо-западнее д. Игнойла, 6 ан.	35.90 37.96	0.10 0.27	2.69 3.59	7.05 11.27	2.75 3.97	0.11 0.18	35.50 36.74
3 км юго-западнее д. Хюрсюля, 3 ан.	34.26 37.05	0.28 0.30	1.23 1.32	7.02 7.83	2.47 2.61	0.08 0.10	38.66 39.76

Т а б л и ц а 10 (продолжение)

Массивы, количество анализов	CaO	Na_2O	K O	Cr_2O_3	NiO	CoO	CuO	$S_{ввх}$
Хюрсюля, 10 ан.	Сл. 0.10	0.0 0.12	0.0 0.1	0.18 0.50	0.12 0.23	0.01 0.03	0.0 0.002	Сл. 0.06
3 км северо-западнее д. Игнойла, 7 ан.	0.0 0.12	0.0 0.2	0.0 0.02	0.13 0.66	0.14 0.18	Сл. 0.02	0.0 Сл.	0.01 0.02
5 км северо-западнее д. Игнойла, 6 ан.	0.0 0.1	0.0 0.1	0.0 Сл.	0.28 0.60	0.10 0.22	Сл. 0.02	0.0 Сл.	Сл. 0.07
3 км юго-западнее д. Хюрсюля, 3 ан.	Сл.	0.0	0.0	0.68 0.80	0.19 0.21	0.0	0.05 0.06	Сл.

Как видно из табл. 10, метаоливиниты различных массивов имеют сходный петрохимический состав. Наиболее яркой особенностью этих пород является полное отсутствие или ничтожно малое содержание CaO , Na_2O , K_2O .

Для метаоливинитов характерно низкое содержание SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , причем содержание FeO более чем в 2 раза меньше содержания Fe_2O_3 . В этих породах отмечаются повышенные количества MgO , Cr_2O_3 , NiO , содержание CoO , CuO и $S_{\text{вал}}$ достигает нескольких сотых процента. Нельзя не заметить несоответствие содержания NiO и $S_{\text{вал}}$ в породах, что, по-видимому, обусловлено нахождением значительной части никеля в силикатной форме. Это находится в соответствии и с петрографическими данными — пентландит содержится в породах в виде единичных микроскопических зерен.

В метаоливинитах, содержащих авгит в количестве 5% и более, наблюдается увеличение содержания CaO до 0.5—1%.

По данным парного корреляционного анализа, для метаоливинитов района характерны следующие антагонистические группы элементов: 1) Mg , Cr_2O_3 ; 2) Fe^{+2} , Fe^{+3} . Первая группа элементов показывает, что из магматического расплава шла кристаллизация существенно магниевых и хромсодержащих минералов. Это отвечает составу оливинитов: форстерит, хромит, магнетит. Вторая группа указывает на накопление в остаточном расплаве железа.

Т а б л и ц а 11

Пределы колебания содержаний окислов в метаперидотитах

Массивы и количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Хюрсюля, 14 ан.	37.38	0.27	2.15	6.16	4.55	0.12	26.42
	41.97	0.73	5.94	10.13	8.88	0.27	33.30
3 км северо-западнее	37.13	0.25	2.73	2.80	4.74	0.10	30.19
д. Игнойла, 10 ан.	43.51	0.69	4.56	7.11	7.99	0.15	33.79
5 км северо-западнее	38.79	0.12	3.45	3.55	3.30	0.13	29.37
д. Игнойла, 15 ан.	41.95	0.32	5.59	8.38	9.26	0.27	34.68
Ст. Хаутаваара, 25 ан.	38.48	0.15	4.07	3.36	3.83	0.12	25.34
	43.96	0.46	7.47	7.81	7.78	0.23	32.28

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

Массивы и количество анализов	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	CoO	CuO	$S_{\text{вал}}$
Хюрсюля, 14 ан.	1.40	0.0	0.0	0.11	0.11	Сл.	0.0	Сл.
	5.52	0.12	0.05	0.34	0.30	0.03	0.01	0.15
3 км северо-западнее	1.09	0.0	0.0	0.27	0.06	Сл.	0.0	0.0
д. Игнойла, 10 ан.	2.77	Сл.	0.0	0.42	0.10			0.08
5 км северо-западнее	1.04	0.0	0.0	0.25	0.10	Сл.	0.0	Сл.
д. Игнойла, 15 ан.	4.69	0.1	Сл.	0.56	0.21	0.03	Сл.	0.10
Ст. Хаутаваара, 25 ан.	1.24	0.0	0.0	0.10	0.10	Сл.	0.0	0.0
	5.69	0.2	0.1	0.50	0.20	0.02	0.008	0.07

Метаперидотиты (табл. 11), как и метаоливиниты, характеризуются отсутствием или ничтожно малым содержанием Na_2O и K_2O , CoO , CuO , $S_{\text{вал}}$. В этих породах по сравнению с метаоливинитами наблюдается увеличение содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO и уменьшение — MgO , Cr_2O_3 . Содержание FeO здесь уже равно, а иногда даже выше содержания Fe_2O_3 . Таким образом, с увеличением количества авгита и коричневого

амфибола в породе увеличивается содержание CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 и уменьшается содержание MgO .

Проведенный парный корреляционный анализ для амфиболовых метaperидотитов района устанавливает следующие антагонистические группы элементов: 1) Mg , Ni , Fe^{+3} ; 2) Si , Ca , Fe , Al , Ti . Эти группы элементов отражают значительное накопление в остаточном расплаве кремнезема, кальция, глинозема и в меньшей степени двухвалентного железа и титана. Это характерно для боуэновского пути эволюции магматического расплава.

Никель имеет высокую положительную связь с Mg , Fe^{+3} , слабую положительную связь с S и сильную отрицательную связь с Si , Ti , Fe^{+2} , Ca , что может свидетельствовать о преобладающем развитии его силикатной фазы. Хром имеет лишь достоверные отрицательные связи с Fe^{+3} и S .

В Хюрсьюльском массиве наиболее полно проявлена эволюция магматического расплава. Последовательно сменяющие друг друга породы в разрезе интрузии отражают качественную направленность этого процесса. Из табл. 12 видно различное поведение окислов в процессе становления Хюрсьюльского массива. Содержание Al_2O_3 в породах от нижних к верхним дифференциатам равномерно увеличивается от 0.14 до 16.02, Na_2O от 0 до 6.38, K_2O от 0 до 0.58 вес. %. Содержания ряда других окислов постепенно убывают: MgO от 37.37 до 0.79, Sr_2O_3 от 0.50 до 0.003, NiO от 0.23 до 0.004 вес. %. Повышенные содержания меди приурочены к метаклинопироксенитам и горнблендитам. Другие элементы достигают максимальных значений в одном из дифференциатов, а затем их содержания убывают к конечному ряду. К ним относится CaO , содержание которого увеличивается от оливинита к клинопироксениту от 0 до 18.20 вес. %, а затем постепенно убывает до 6.1 вес. %.

Содержание SiO_2 равномерно увеличивается от оливинитов к клинопироксенитам от 34.22 до 50.03 %, затем резко понижается в рудной зоне до 40 % и далее к габбро-диоритам постепенно повышается до 54.16 %. Интересно отметить, что содержание SiO_2 в железистых амфиболовых метаббро такое же, как и в метаклинопироксенитах. Содержания TiO_2 и FeO постепенно увеличиваются от метаоливинитов до рудной зоны соответственно от 0.25 до 3.88 и от 3.76 до 18.38, а затем уменьшаются до 0.72 и до 8.55. Содержание Fe_2O_3 понижается от оливинитов до клинопироксенитов, а в остальных дифференциатах остается примерно на одном уровне.

Интересно отметить, что отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ уменьшается от оливинитов (2.0—2.5) к габбро-диоритам (0.6—0.4). Это свидетельствует о понижении парциального давления кислорода в процессе кристаллизации расплава. Но понижение отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ сопровождается резким увеличением содержания Na_2O от 0 до 6.38 % и в меньшей степени K_2O — от 0 до 58 %. Таким образом, интенсивная кристаллизация титаномагнетитового оруденения происходит при низком значении отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (0.4—0.3) и повышенном содержании Na_2O (0.87—3.77 %). Из табл. 12 видно, что основная масса CaO из расплава уходит на формирование клинопироксенитов и горнблендитов. Остаточный расплав резко обедняется CaO и значительно обогащается Na_2O . Кроме того, кристаллизация коричневой роговой обманки преимущественно в горнблендитах и верхнем горизонте клинопироксенитов свидетельствует о высоком давлении воды. Эти факторы благоприятствуют дальнейшей кристаллизации из остаточного расплава кислого плагиоклаза (вместо основного) и железистого амфибола гастингситового ряда, что мы и наблюдаем в амфиболовых железистых габбро и амфиболовых габбро-диоритах.

По данным парного корреляционного анализа, для сложнодифференцированного Хюрсьюльского массива намечается следующая смена антагонистических групп элементов:

а) апооливинитовые серпентиниты — 1) Mg , 2) Fe^{+2} , Fe^{+3} ;

Пределы колебания содержаний окислов в различных дифференциатах Хюрсюльского массива

Породы и количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	S _{вв.д.}	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅
Метаоливиниты, 10 ан.	34.22 37.88	0.25 0.33	0.14 1.23	7.14 12.15	3.76 5.51	0.06 0.29	34.86 37.37	Сл. 0.10	0.0 0.12	0.0 0.10	0.18 0.50	0.12 0.23	0.01 0.03	0.0 0.002	Сл. 0.06	0.007 0.05	0.0 0.03
Метаперидотиты, 14 ан.	37.38 41.97	0.27 0.73	2.15 5.94	6.16 10.13	4.55 8.88	0.12 0.27	26.42 33.30	1.40 5.52	0.0 0.12	0.0 0.05	0.11 0.34	0.11 0.30	Сл. 0.03	0.0 0.01	Сл. 0.15	0.0 0.14	0.0 0.09
Оливиновые метапироксениты, 3 ан.	43.14 44.10	0.48 0.53	3.18 3.20	7.53 8.37	5.75 6.71	0.19 0.22	22.38 24.33	9.28 10.34	0.25 0.28	Сл. 0.05	0.34 0.36	0.076 0.081	0.019	0.001 0.002	0.02 0.06	0.0 0.007	0.05 0.09
Метаклинопироксениты, 19 ан.	45.03 50.03	0.42 1.26	0.94 5.99	0.93 5.49	7.58 12.09	0.17 0.35	12.27 18.80	13.64 18.20	0.33 0.70	0.0 0.20	0.02 0.22	Сл. 0.10	0.0 0.04	0.0 0.16	0.02 0.14	0.0 0.08	0.03 0.16
Горнblendиты оруденелые, 6 ан.	40.00 42.20	2.91 3.42	3.58 6.80	1.18 8.72	15.77 18.38	0.21 0.32	7.85 10.27	11.84 15.23	0.87 1.52	0.0 0.20	0.0 0.002	0.0 0.017	Сл. 0.019	Сл. 0.072	0.03 0.11	Сл. 0.14	Сл. 0.35
Железистые амфиболовые метагаббро оруденелые, 4 ан.	39.80 45.20	2.91 3.88	6.93 13.06	3.64 6.44	12.93 15.59	0.19 0.22	4.76 6.64	9.09 12.68	2.48 3.77	0.08 0.31	0.0 0.02	0.0 0.0	0.0 0.007	0.0 0.02	0.01 0.24	0.10 0.22	0.0 0.03
Железистые амфиболовые метагаббро, 5 ан.	45.80 49.82	0.72 2.33	11.52 14.06	3.16 6.86	13.79 15.33	0.27 0.41	1.07 5.84	7.21 9.24	2.42 4.00	0.45 0.58	0.0 0.003	0.0 0.005	0.0 0.01	Сл. 0.004	0.01 0.02	0.08 0.34	0.0 0.06
Амфиболовые габбро-диориты, 1 ан.	54.16	0.72	16.02	5.02	8.55	0.26	0.79	6.10	6.38	0.40	0.07	0.004	0.003	0.004	0.04	0.14	0.056

- б) метаперидотиты — 1) Mg, Fe⁺³, 2) Ca, Si, Al;
в) метаклинопироксениты — 1) Mg, Ca, Si, 2) Al, Ti, Na, Fe⁺², Mn;
г) оруденелые горнблендиты — 1) Mg, Ca, Si, 2) Ti, Al, Na, Mn;
д) железистые амфиболовые метагаббро — 1) Mg, Ti, Fe⁺², Ca, 2) Si, Al, Na, K.

Первые группы отражают основные компоненты, уходящие из магматического расплава в кристаллическую фазу, вторые — накопление элементов в остаточном расплаве. Выявленная последовательность смены элементов второй группы в дифференциатах отчетливо показывает, что эволюция магматического расплава Хюрсюля не относится полностью ни к одному из классических путей дифференциации расплавов (феннеровскому или боуэновскому), а является более сложной, характеризующейся последовательной сменой этих двух путей эволюций на различных этапах формирования массива. Кроме того, большое влияние на отклонение от классических путей дифференциации расплава оказывало растущее парциальное давление воды, фиксируемое кристаллизацией коричневой роговой обманки, и рост химической активности щелочей, особенно натрия, в поздних порциях остаточного магматического расплава.

Конечная порция магматического расплава после формирования железистых амфиболовых метагаббро и амфиболовых метагаббро-диоритов была существенно обогащена Si, Al, Na, K, что привело к формированию гранофиropодобных жильных пород и натровому метасоматозу вмещающих вулканогенно-осадочных пород в кровельной части массива.

Как видно из изложенного материала, гипербазитовые массивы Хаутаваарской синклинали зоны различаются по степени дифференцированности, но ультраосновные породы, слагающие их, характеризуются сходным петрографическим составом, петрохимическими особенностями и металлогенетической специализацией. Для оливинитов типично отсутствие или незначительные содержания щелочей и кальция, для метаперидотитов — отсутствие щелочей и низкие содержания кальция. Содержание хрома в этих породах в основном обусловлено первичной кристаллизацией хромита. Никель большей частью находится в силикатной форме и в меньшей степени связан с эпигенетической пентландитовой минерализацией. В более кислых дифференциатах первичная рудная минерализация представлена титаномagnetитом, эпигенетическая — халькопиритом.

Повышенные содержания щелочей (Na₂O более 6%, K₂O более 0.5%) в конечных дифференциатах ультраосновных массивов и специфический минералогический состав пород, по-видимому, свидетельствуют о слабощелочном характере материнской ультраосновной магмы.

НОТОЗЕРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ (Аллареченский рудный район)

Ультраосновные породы габбро-перидотитового типа (нижний протерозой) тяготеют к разломам и межкупольным структурам северо-восточного простирания, располагаясь в районах их пересечения с горизонтами полевошпатовых амфиболитов краевых частей куполовидных структур (рис. 7). Интрузивы будинированы и разбиты на блоки неправильных очертаний. Нередко устанавливается секущее залегание по отношению к вмещающей толще — месторождение Аллареченское (Гончаров, 1966 г; Зак, Кочнев-Первухов, 1969), массивы г. Широкой (Ягессоайв) (Богачев, Кочнев-Первухов, 1962 г.). С интрузивами этого типа связаны все обнаруженные в районе месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд.

Массивы сложены оливинитами и гарцбургитами с резким преобладанием последних. Содержание гиперстена возрастает к краевым частям

тел, центральные части которых сложены оливинитами, часто с сидеронитовыми структурами. Наблюдается тесная прямая зависимость между мощностью гарцбургитовых оторочек и содержанием SiO_2 во вмещающих породах.

Основные первичные минералы — оливин и ромбический пироксен, а из рудных — титаномagnetит и сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, валлериит), необходимо подчеркнуть отсутствие хромита. Преобладающим типом метаморфических изменений является актинолитизация, ослоденение (железистый флогопит) и хлоритизация, менее развиты оталькование и серпентинизация гипербазитов.

Оливин — гиалосидерит с 30—35% фаялита ($N_g = 1.730 - 1.738$, $N_p = 1.692 - 1.702$, $2V = -80 - 83^\circ$). В пределах каждого отдельно взятого массива состав оливина постоянен.

Ромбический пироксен встречается в двух разновидностях: гиперстен центральных частей массивов с содержанием ферросилита 37—40% ($N_g = 1.714 - 1.720$, $N_p = 1.701 - 1.707$, $2V = -49 - 45^\circ$) ассоциирует с оливину, железистость этого парагенезиса варьирует в узких пределах — K_B^{Fe} практически постоянна (0.70—0.74); гиперстен краевых частей с содержанием ферросилита 22—28% ($N_g = 1.692 - 1.700$, $N_p = 1.679 - 1.687$, $2V = -69 - 63^\circ$) развивается по оливину, замещение сопровождается образованием эмульсионной вкрапленности пирротина и магнетита.

Магнетит образует идиоморфные вкрапленники, равномерно рассеянные в оливинитах, и ксеноморфные выделения с неправильными вростками ильменита и герцинита.

Сульфиды развиты в виде сидеронитовой вкрапленности в жилах рудных пегматитов, эмульсионных выделений в позднем гиперстене, хлоритах, амфиболах и слюдах, а также в виде жил и агрегатов, замещающих силикаты.

Наблюдения в шлифах позволяют наметить следующий, отличный от установленного для ультраосновных пород гипербазитового формационного типа, порядок кристаллизации основных минералов: оливин + титаномagnetит — гиперстен + ильменит + магнетит — гиперстен по оливину — сульфиды сидеронитовой вкрапленности и рудных пегматитов + апатит + + карбонаты.

Средний химический состав рассматриваемых гипербазитов (табл. 13) отличается от состава ультраосновных пород гипербазитового формационного типа (табл. 6) меньшими содержаниями MgO и Cr_2O_3 и повышенными — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, TiO_2 , CaO , Al_2O_3 и особенно S. Постоянно присутствуют Sn, Ga, Pb, Zn, V и отсутствует Sr.

Для выяснения общих закономерностей поведения основных петрогенных и рудообразующих компонентов в магматическую стадию данные химических анализов ультраосновных пород были обработаны методом множественной корреляции, результаты которой (рис. 14) позволили:

- 1) выделить три антагонистические группы компонентов:
а) $\text{Mg} - \text{Cr} - \text{Mn}$, б) $\text{Si} - \text{Al} - \text{Ca} - \text{Ti} - \text{Fe}^{+3}$, в) $\text{K} - \text{Na} - \text{Fe}^{+2} - \text{Ni} - \text{S}$;
- 2) установить накопление серы, щелочей и никеля, содержания которых, судя по малым величинам сводных и значительно отклоняющимся от —1 величинам частных коэффициентов корреляции, мало зависят от остальных компонентов.

Эти результаты находятся в соответствии с данными петрографического изучения пород и подтверждают ранее приведенный порядок выделения основных минералов. Действительно, кристаллизация оливина приводит к накоплению в жидкой фазе Si, Al, Ca, Ti, Fe^{+3} , щелочей и летучих, что и обуславливает в дальнейшем кристаллизацию ромбического пироксена с магнетитом и ильменитом, а затем сульфидов, апатита и кальцита. Судя по полученным данным, на стадии оливинообразования расплав

Средний химический состав гипербазитов габбро-перидотитового
формационного типа

Компоненты	Количество анализов <i>n</i>	Пределы колебаний. вес. %	Средние содержания \bar{X}_i , вес. %	Квадратиче- ские откло- нения σ_i	Коэффициенты вариации $V_i = \frac{\sigma_i}{\bar{X}_i} \cdot 100\%$
SiO ₂	20	37.07—44.60	39.60	1.76	5
TiO ₂	20	0.42—2.10	1.29	0.39	30
Al ₂ O ₃	20	2.98—5.62	4.31	0.64	15
Fe ₂ O ₃	20	3.56—16.91	7.28	2.48	34
FeO	20	8.47—13.65	11.13	1.44	13
MnO	20	0.11— 0.38	0.21	0.032	15
MgO	20	20.08—27.95	23.96	2.12	9
CaO	20	2.15— 4.27	4.16	1.00	24
Na ₂ O	20	0.08— 1.01	0.60	0.29	49
K ₂ O	20	0.02— 0.91	0.33	0.24	72
P ₂ O ₅	20	0.02— 0.19	0.07	0.053	76
NiO ^{обм}	20	0.18— 1.96	0.38	0.40	105
CoO	20	0.01—0.032	0.015	0.016	107
CuO	20	0.02— 0.21	0.04	0.059	148
Cr ₂ O ₃	20	0.20— 0.67	0.44	0.15	34
S	20	0.10— 0.74	0.28	0.19	68

обедняется хромом, входящим, видимо, в оливин (хромит в породах не обнаружен, а содержание Cr₂O₃ в оливине (1 анализ) составляет 0.72%), что само по себе необычно. Одновременно расплав частично обедняется Ni ($r_{Ni \cdot Mg} = +0.45$).

Обращает на себя внимание постоянная железистость силикатов. С одной стороны, это связано с выделением большей части Fe⁺³ в виде окисной фазы с гиперстеном, с другой — с накоплением Fe⁺² в остаточном расплаве с последующей кристаллизацией в виде сульфидов.

Двойственное поведение никеля в магматическую стадию проявляется в гипербазитах этого типа в полной мере: на ранних стадиях кристаллизации при низкой концентрации серы никель входит в оливин (до 0.28%), что отражается появлением общей прямой зависимости с магнием. По мере увеличения железистости расплава и обогащения его серой никель концентрируется в остаточной жидкости щелочного характера (положительные связи с K и S; ассоциация сульфидов никеля с апатитом, биотитом, кальцитом в рудных пегматитах), которая при кристаллизации дает сидеронитовую вкрапленность и апатит-карбонат-сульфидные жилы. На этой стадии проявляются уже связи никеля с серой, щелочами и Fe⁺². Судя по количеству никеля, накапливающегося в сульфидной форме (табл. 32) в интрузиве Аллареченского месторождения, процесс концентрации рудных компонентов в остаточной жидкости является для месторождений ведущим процессом, а сульфидная форма никеля преобладающей, что согласуется с характером связей Ni—S и Ni—K, являющихся независимыми проходящими связями (прослеживаются без изменения знака как в общей, так и в частной корреляции).

Корреляционный анализ (табл. 14) выявляет и другую особенность кристаллизации гипербазитов данного типа, с которой тесно связано содержание в породах сульфидного никеля. Накопление серы и кремнекислоты в остаточном расплаве обуславливает, видимо, замещение оливина ромбическим пироксеном с обособлением избыточного железа и никеля в виде пирротина и магнетита (эмульсионная вкрапленность в гиперстене краевых частей). Как видно из табл. 14, устанавливаются положительные

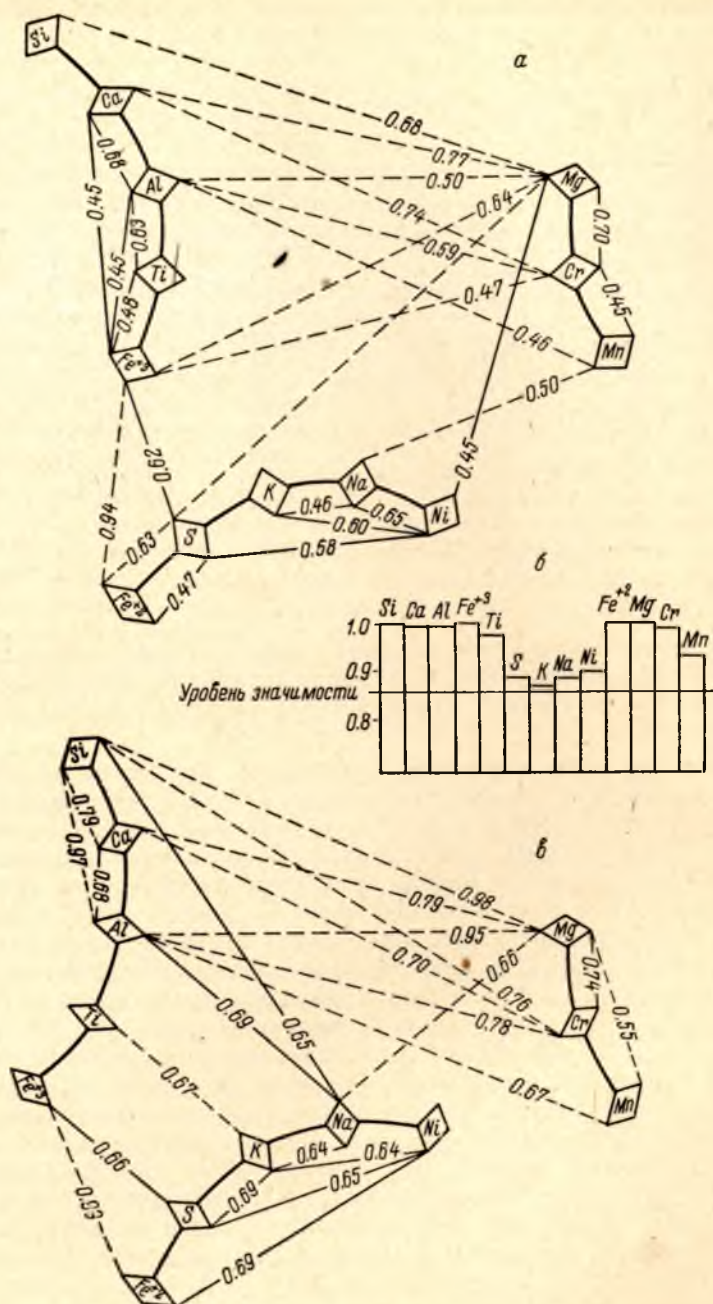


Рис. 14. Корреляционные связи между петрогенными элементами гипербазитов габбро-перидотитовой формационной принадлежности.

а — общая корреляция; б — сводные коэффициенты корреляции; в — частная корреляция; сплошные линии — положительные связи; пунктир — отрицательные. Во всех случаях применялся 95%-й уровень значимости

связи между содержаниями $NiO_{\text{силикат}}$ и оливином, с одной стороны, и $NiO_{\text{сульфид}}$, S и ромбическим пироксеном — с другой.

Эти результаты согласуются как с наблюдениями в шлифах, так и с экспериментальными данными Г. Куллеруда, Г. С. Йодера (1965), В. В. Золотухина (1966) и др., получившими никельсодержащие сульфиды при воздействии на оливин растворов или расплавов, содержащих серу.

Как показывают наблюдения, процессы сульфуризации в гипербазитах рассматриваемого типа продолжаютс я и на более поздней стадии метаморфических изменений — актинолитизации, хлоритизации и ослюденения. Это подтверждается, во-первых, уменьшением содержаний NiO в силикатах в 5—6 раз при замещении гарцбургита актинолититом, во-вторых, появлением сульфидной фазы при таком замещении, в-третьих, зависимостью между содержаниями NiO в силикатной и сульфидной формах и количествами в породе актинолита и первичных силикатов, главным образом оливина (табл. 15), в-четвертых, исчезновением в актинолититах связи $Ni-Mg$ и усилением зависимости $Ni-S$.

Таблица 14

Общая корреляция в системе $NiO-S$ — минеральный состав в гипербазитах габбро-перидотитового формационного типа

	$NiO_{\text{сульф}}$	S	Оливин	Ромбический пироксен
$NiO_{\text{силикат}}$	—0.87	—0.84	+0.95	—0.31
$NiO_{\text{сульф}}$		+0.93	—0.89	+0.66
S			—0.34	+0.35
Оливин				—0.54

Примечание. Количество наблюдений — 28. 95%-я зона значимости при $r > 0.364$; 99%-я зона значимости при $r > 0.472$.

Таблица 15

Общая корреляция в системе NiO — оливин — актинолит в гипербазитах габбро-перидотитового формационного типа

	$NiO_{\text{сульф}}$	Оливин	Актинолит
$NiO_{\text{силикат}}$	—0.85	+0.68	—0.75
$NiO_{\text{сульф}}$		—0.83	+0.78
Оливин			—0.66

Примечание. Количество наблюдений — 16. 95%-я зона значимости при $r > 0.482$; 99%-я зона значимости при $r > 0.606$.

Извлечению никеля из силикатов в процессе метаморфизма и переотложения его в сульфидной форме способствует присутствие серы не только в гипербазитах, но и в метаморфизирующих растворах.

Выводы

1. Габбро-перидотитовый формационный тип в отличие от гипербазитового характерен как для нижнего, так и для среднего протерозоя. Из рассмотренных разновидностей этого типа два отнесены к верхам нижнего (Аллареченский район, Хаутаваара), а один — к верхам среднего протерозоя (Ветреный пояс). Однако в обоих случаях независимо от возраста наблюдается четкая приуроченность к наложенным структурам — грабен-синклиналиям (Хаутаваара), межблоковым разломам фундамента (Аллареченский район), приразломным синклиналиям (Ветреный пояс). Интрузии увязываются в линейные пояса, подчеркивающие наложенные структуры. Наряду с согласным залеганием интрузивных тел нередко устанавливаются секущие взаимоотношения с вмещающими породами.

Следовательно, проявление габбро-перидотитового формационного типа в эволюционном магматическом ряду докембрия, возможно, фиксирует этапы стабилизации в конце среднего и нижнего протерозоя. Отражением вышесказанного может являться устанавливаемая в отдельных случаях

(Ветренный пояс) генетическая связь габбро-перидотитовой формации с антидромным вулканизмом, локализующимся в наложенных структурах.

2. Среди ультрабазитов габбро-перидотитового формационного типа выделяются оливиниты, гарцбургиты (Аллареченский район) и верлиты (Хаутаваара, Ветренный пояс), в меньшей степени развиты плагиоклаз-содержащие разновидности (Ветренный пояс). По характеру внутреннего строения выделяются простые и в различной степени дифференцированные интрузии. Серпентинизация в одних случаях (Ветренный пояс) автометаморфическая, в других — аллометаморфическая (Хаутаваара, Аллареченский район).

3. Основными особенностями минералогии массивов является появление клинопироксена и плагиоклаза, присутствие биотита, бурой роговой обманки и апатита (Карелия) или апатита и сидеронитовой вкрапленности сульфидов (Кольский полуостров). Для Аллареченского района характерен раннемагматический титаномагнетит, а для Карелии — хромит.

4. В отношении химического состава ультрабазиты габбро-перидотитового формационного типа отличаются от гипербазитовой формации меньшей магнезиальностью и более высокими концентрациями железа, титана, кальция и щелочей. Петрографические сведения о порядке кристаллизации, результаты корреляционного анализа и применение экспериментальных данных для интерпретации условий формирования гипербазитов дают основания считать, что кристаллизация происходила в условиях дефицита серы, постоянства $Р_{O_2}$ и накопления в остаточных продуктах кремнекислоты. Что касается гипербазитов Аллареченского района, то для них характерно повышение концентраций серы в конечных продуктах кристаллизации, сопровождающееся накоплением железа.

5. Гипербазитам каждого конкретного района присуща своя геохимическая и металлогеническая специфика: для ультрабазитов Ветренного пояса характерно резкое преобладание силикатного никеля над сульфидным; для Хаутаваары и Аллареченского района — наличие метаморфогенного сульфидного никеля и резкое преобладание его над магматическим сульфидным и силикатным.

ГЕОХИМИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРО-НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

ОЛАНГСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИЙ

Дифференцированные основные интрузии размещаются в южном обрамлении Панаярви-Кукасозерского участка Северо-Карельской син-клинойной зоны карелид в области ее перехода в Пяозерско-Тикшезерское антиклинальное поднятие (рис. 2). Интрузии залегают в архейских гнейсах и гранито-гнейсах и прорываются плагиомикроклиновыми гранитами, дайками кварцевых порфиров и диабазов. Внедрение интрузий связано с деятельностью субширотных разломов и происходило в жесткую структуру фундамента в один из этапов протерозойского базальтоидного магматизма, предшествовавший главным фазам складчатых движений. Вследствие вовлечения пород фундамента в складчатые деформации протерозоя в окружении массивов в гнейсах и гранито-гнейсах созданы обволакивающие согласные структуры. При этом краевые части массивов испытывали дробление и расщепление и активное воздействие со стороны синтетектонических гранитов, мигматизирующих вмещающие породы.

В состав комплекса объединяются интрузии Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара (рис. 2). По-видимому, к ним же принадлежит массив Кундозеро, однако слабая изученность последнего оставляет открытым вопрос о его формационной принадлежности. Интрузия Кивакка характеризуется наиболее отчетливо выраженной расслоенностью. Массивы Луккулайсвара и Ципринга сложены в основном (в доступных для изучения частях) габбро-норитами, близкими по петрографическим особенностям и химизму габбро-норитам Кивакки (Лавров, 1968). В связи с этим общие особенности геохимии комплекса рассматриваются на примере интрузии Кивакка.

Интрузия Кивакка. Отличительной чертой интрузии является анизотропное строение с резко выраженной расслоенностью. В разрезе интрузии снизу вверх выделяется серия слоев (зон), составляющих сингенетический естественный ряд: 1) базальная зона габбро-норитов; 2) зона оливинитов и перидотитов; 3) зона пироксенитов; 4) зона норитов; 5) зона равномернозернистых габбро-норитов; 6) зона неравномернозернистых габбро-норитов. Переходы между зонами постепенные и для одних осуществляются путем переслаивания, для других — постепенным изменением микроструктур и состава. В табл. 16 приводятся мощности зон по разрезу в осевом сечении массива и составы главных минералов по данным химических анализов.

Помимо главной слоистости в интрузии резко проявлена полосатость, выражающаяся наподобие тонкостратифицированной серии осадочных пород чередованием маломощных слоев с переменным количественным содержанием плагиоклаза и бронзита. Полосатость широко развита в пироксенитовой и норитовой зонах, в их наиболее мощной средней части.

Состав главных минералов слоистой сери Кивакка по разрезу

Глубина, м	Порода	Номер образца	Плагиоклаз	Оливин	Бронзит	Авгит
2300	Неравнозернистый габбро-норит					
2200						
2100						
2000						
1900		—3283	An _{82.0}			
1800		—3286	An _{60.8}		Ca _{4.7} Mg _{78.7} Fe _{18.6}	Ca _{37.4} Mg _{46.7} Fe _{15.9}
1700	Равнозернистый габбро-норит					
1600		—3327×			Ca _{2.6} Mg _{78.9} Fe _{18.5}	
1500		—3294	An _{71.8}		Ca _{5.3} Mg _{75.5} Fe _{19.2}	Ca _{38.6} Mg _{50.5} Fe _{10.9}
1400	Норит					
1300						
1200						
1100		—3304 ⁺			Ca _{4.5} Mg _{71.5} Fe _{24.0}	
		—3305 ^Δ	An _{77.4}			
		—3306/I ^Δ	An _{77.0}			
		—3307	An _{77.0}			
1000	Пироксенит	—3308			Ca _{5.2} Mg _{79.5} Fe _{15.3}	
900		—4078				Ca _{37.7} Mg _{51.6} Fe _{10.7}
800		—3362	An _{75.2}		Ca _{4.9} Mg _{78.3} Fe _{16.8}	
		—3313			Ca _{2.3} Mg _{82.0} Fe _{15.7}	
700	Оливин-содержащий пироксенит	—3314	An _{78.3}		Ca _{5.5} Mg _{79.4} Fe _{15.1}	
		—4074×	An _{78.2}			
		—3324			Ca _{4.9} Mg _{80.3} Fe _{14.8}	
600		—3315/I	An _{81.5}	Fa _{15.7}		

Таблица 16 (продолжение)

Глубина, м	Порода	Номер образца	Плагиоклаз	Оливин	Бронзит	Авгит
500	Оливиниты — перидотиты	3322	An ₈₄	Fa _{16.4}		Ca _{38.3} Mg _{53.5} Fe _{10.2}
400						
300	Базальные габбро-нориты	С-32/4	An _{89.3}		Ca _{3.1} Mg _{79.9} Fe _{17.0}	Ca _{38.3} Mg _{52.5} Fe _{11.2}
200						
100						
0 м						

Примечание. Образцы из прослоев: × — норитового состава; △ — плагиоклазитового состава; + — оливинсодержащего пироксенита.

Форма массива при выходе на дневную поверхность имеет вид обрезанного с северо-запада овала площадью несколько более 10 км². Полосатость и трахитоидность создают дугообразную внутреннюю структуру, повторяющую контур овала. Строение и внутренняя структура массива позволяют считать его погружающимся на северо-запад под углом 30—40° цилиндрическим телом.

Базальные габбро-нориты имеют мощность от первых метров до десятков и, возможно, 200 м. Кроме габбро-норитов, изменяющихся по составу от лейкократовых до меланократовых, местами присутствуют нориты. В верхах зоны появляются полосы пироксенитов. Главными минералами являются плагиоклаз, бронзит и авгит. Оливин развит незначительно. Нередко в количестве 0.5—2% присутствуют сульфиды, магнетит и вторичные биотит и кварц. Основная масса плагиоклаза и авгита развита в виде крупных пойкилитовых зерен или выполняет интерстиции. В эндоконтактной зоне габбро-нориты приобретают мелкозернистое сложение и офитовую структуру.

Зона оливинитов и перидотитов характеризуется выдержанностью состава и строения и представлена в основном оливинитами. Почти повсеместно в них содержится плагиоклаз, бронзит, авгит, единичные зерна магнетита, сульфидов, апатита, нередко присутствует биотит. Перидотиты развиты в виде линзовидных прослоев преимущественно в верхней части зоны и отличаются от оливинитов лишь меньшим количеством оливина. Структуры оливинитов и перидотитов панидиоморфно-зернистые, участками пойкилитовые. Оливин резко идиоморфен по отношению к остальным минералам. Август и плагиоклаз резко ксеноморфные и выполняют интерстиционные промежутки.

Зона пироксенитов (бронзититов) постепенно, путем чередования сменяет выше по разрезу зону оливинитов. Отличительной чертой является частое чередование полос с различным содержанием плагиоклаза от почти мономинеральных пироксенитов до норитов. Изредка присутствуют маломощные полосы и линзы плагиоклазитов. Глав-

ными минералами являются бронзит и основной плагиоклаз. В нижней части зоны примерно до 200 м присутствует оливин в количестве 1—10%. В виде мелкой рассеянной вкрапленности, местами образующей гнездообразные скопления, встречаются сульфиды. Почти повсеместно в пироксенитовой зоне присутствует авгит (в среднем в количестве 5—6%). Он образует крупные овальные вкрапленники, испещренные многочисленными включениями бронзита и плагиоклаза. Структуры пироксенитов панидиоморфнозернистые, призматическoзернистые, пойкилитовые.

Зона норитов для большей, главным образом нижней части разреза характеризуется частой перемежаемостью лейкократовых и мезократовых разновидностей норитов, присутствием полос и линз пироксенитов и плагиоклазитов. Отличительной особенностью норитов является наиболее высокая основность плагиоклаза по сравнению с плагиоклазом ниже- и вышележащих зон (табл. 16). Структуры норитов габбро-офитовые, габбровые. В нижней части разреза норитовой зоны содержится небольшое количество авгита. Как и в пироксенитовой зоне, он образует крупные вкрапленники со сложноветвистым выполнением промежутков между минералами.

Зона равномернозернистых габбро-норитов характеризуется однородностью строения и состава. Лишь в ее низах присутствуют неотчетливые полосовидные обособления несколько более лейкократового состава. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (50—70%), бронзитом (13—37%) и авгитом (10—24%). В незначительном количестве присутствуют рассеянные зерна сульфидов и единичные мелкие зерна кварца. Структуры офитовые, габбро-офитовые, реже габбровые. В отличие от предыдущих зон авгит кристаллизуется в виде изометричных неправильных, изредка субгедральных зерен, близких по степени идиоморфизма к бронзиту.

Зона неравномернозернистых габбро-норитов завершает разрез слоистой серии. Слагающие зону габбро-нориты по количественно-минералогическому составу и микроструктурам мало отличаются от габбро-норитов подстилающей зоны. Для них характерно более массивное сложение, частые переходы в крупнозернистые разновидности, присутствие крупных (0.3—1.0 см) вкрапленников бронзита с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. В большем количестве в них присутствуют рассеянные зерна кварца, магнетита, ильменита, сульфидов. Существенно увеличивается нормативный альбит и ортоклаз.

Габбро-пегматиты представляют собой грубозернистые и крупнозернистые атакситовые породы, образующие неправильные, чаще протяженные, полосовидные обособления. Наиболее широко они развиты среди неравномернозернистых габбро-норитов и во фланговых (северной и западной) частях полосы равномернозернистых габбро-норитов. Главными минералами габбро-пегматитов являются плагиоклаз, авгит, реже бронзит. По сравнению с габбро-норитами характерна обогащенность кварцем, магнетитом, ильменитом, биотитом. В незначительных количествах присутствуют калиевый полевой шпат, апатит, турмалин. В габбро-пегматитах содержатся неправильные гнезда сульфидов (халькопирита, пирротина, пентландита, пирита). Размеры гнезд достигают 3—4 см в поперечнике. Габбро-пегматиты значительно изменены автометаморфическими процессами.

В целом для пород интрузии Кивакка свойственна хорошая сохранность первичных минералов. Вторичные изменения широко развиты по краевым зонам, особенно в контактах с гранитами, и выражаются в частичном или полном замещении первичных минералов амфиболом, хлоритом, эпидотом, серпентином, тальком, иддингситом.

Характеристика химизма интрузии дается на основании 81 химического анализа, выполненного в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР. Анализы в виде средних содержаний по различным дифференциатам приведены в табл. 17. Здесь же приводится средний (средневзвешенный) состав интрузии, отождествляемый с исходным расплавом.

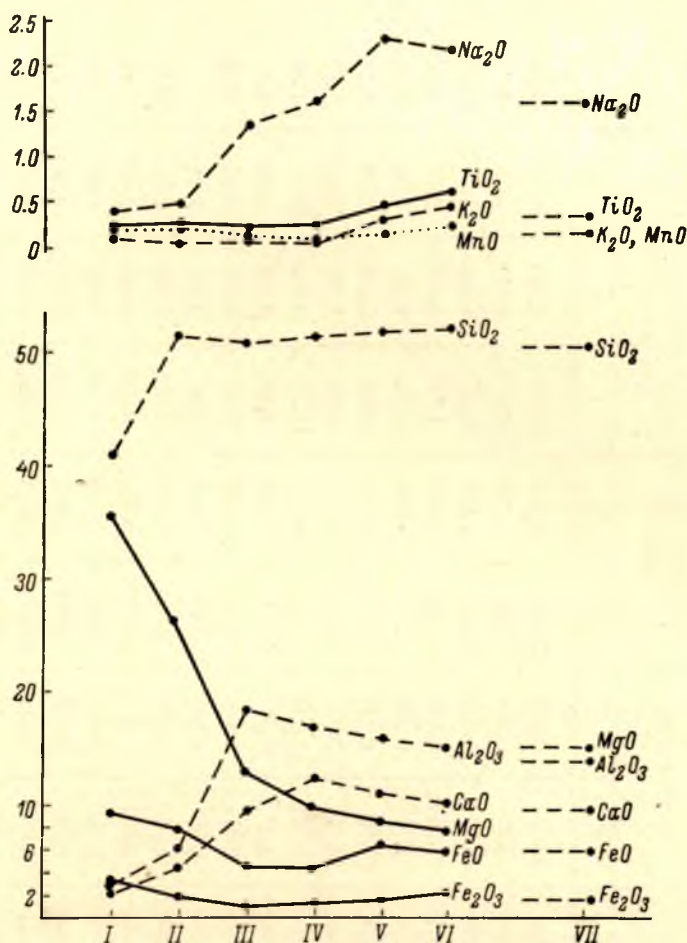


Рис. 15. Вариационная диаграмма содержания окислов в породах разреза интрузии Кивакка.

Цифры на оси абсцисс: I — оливиниты, перидотиты; II — пироксениты; III — нориты; IV — равномернозернистые габбро-нориты; V — неравномернозернистые габбро-нориты; VI — габбро-пегматиты; VII — средний состав интрузии.

Средний состав интрузии хорошо сопоставим с составом толеитового оливинового базальта (Nockolds, 1954). Небольшие различия заключаются в большем содержании в Кивакке SiO₂, Al₂O₃ и меньшем TiO₂, FeO и K₂O. Содержания окислов и их изменения в процессе дифференциации показаны на вариационной диаграмме (рис. 15).

В раннюю стадию кристаллизации выделением наиболее магнезиальных оливина, бронзита и основного плагиоклаза ² (табл. 16) формируется

² Плагиоклаз оливинитов кристаллизуется из порового расплава в более позднюю стадию.

Средние содержания \bar{X} и стандартные отклонения σ окислов по дифференциатам Кивакки

Окислы	Дифференциаты												Средний состав интрузии Кивакки (81)	Толенто-вый оли-виновый базальт (Nockolds, 1954)
	оливиниты, перидотиты (17)		пироксениты (18)		нориты (10)		равномернозернистые габбро-нориты (16)		неравномерно-зернистые габбро-нориты (10)		габбро-пегматиты (4)	базальные габбро-нориты (16)		
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	\bar{X}		
SiO ₂	40.72	1.931	51.66	1.300	50.81	0.552	51.43	0.721	51.93	0.720	52.03	50.48	50.36	47.90
TiO ₂	0.21	0.096	0.24	0.077	0.22	0.089	0.25	0.059	0.46	0.142	0.61	0.31	0.32	1.65
Al ₂ O ₃	3.05	1.199	5.87	2.098	18.38	1.229	17.08	1.101	15.96	1.026	15.45	11.39	13.94	11.84
Fe ₂ O ₃	3.46	1.299	1.69	1.177	0.96	0.384	1.26	0.285	1.72	0.432	2.24	1.67	1.70	2.32
FeO	9.41	1.500	8.02	1.05	4.74	0.596	4.60	0.479	6.34	1.250	5.96	7.63	6.14	9.80
MnO	0.21	0.027	0.20	0.036	0.12	0.022	0.13	0.027	0.16	0.028	0.19	0.19	0.16	0.15
MgO	35.65	2.986	26.27	2.583	13.11	2.676	9.89	0.911	8.68	1.016	7.90	17.63	14.59	14.07
CaO	2.22	0.790	4.27	1.304	9.50	1.042	12.42	0.196	11.23	0.732	10.32	7.86	9.55	9.29
Na ₂ O	0.39	0.163	0.44	0.212	1.37	0.397	1.64	0.360	2.30	0.248	2.20	1.13	1.54	1.66
K ₂ O	0.08	0.050	0.04	0.034	0.07	0.078	0.10	0.099	0.31	0.122	0.46	0.20	0.17	0.54
П. п. п.	4.13	1.868	0.81	0.470	0.50	0.385	0.97	0.401	0.57	0.521	1.04	—	—	—
NiO	0.226	0.045	0.073	0.039	0.020	0.016	0.011	0.012	0.021	0.009	0.016	0.10	0.047	—
Ni _{сульф}	0.009	0.005	0.008	0.005	0.001	—	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	—	0.005	—
CuO	0.006	0.009	0.012	0.018	0.006	0.004	0.017	0.009	0.018	0.006	0.005	0.046	0.014	—
CoO	0.017	0.007	0.008	0.006	0.003	0.003	0.001	0.002	0.006	0.002	0.005	0.008	0.005	—
V ₂ O ₅	0.025	0.026	0.037	0.027	0.007	0.011	0.022	0.033	0.028	0.019	0.046	0.025	0.025	—
P ₂ O ₅	0.042	0.032	0.053	0.055	0.049	0.034	0.037	0.030	0.049	0.046	0.095	0.102	0.048	—
Cr ₂ O ₃	0.084	0.074	0.277	0.132	0.148	0.054	0.028	0.046	0.021	0.020	0.035	0.152	0.076	—
S _{алл}	0.025	0.015	0.028	0.027	0.010	0.013	0.029	0.013	0.041	0.020	0.065	0.519	0.041	—

Примечание. В скобках — количество проб.

аккумулятивная серия — зоны оливинитов—пироксенитов—норитов. По сравнению с составом исходного расплава (рис. 15) они характеризуются меньшим содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 и более высоким содержанием MgO , FeO , Fe_2O_3 , MnO . Соответственно в этом ряду аккумулятов (от оливинитов к норитам) в связи с увеличением количества бронзита (в пироксенитах) и плагиоклаза (в норитах) наблюдается последовательное увеличение CaO , Al_2O_3 , Na_2O и SiO_2 и уменьшение MgO , FeO , Fe_2O_3 , MnO .

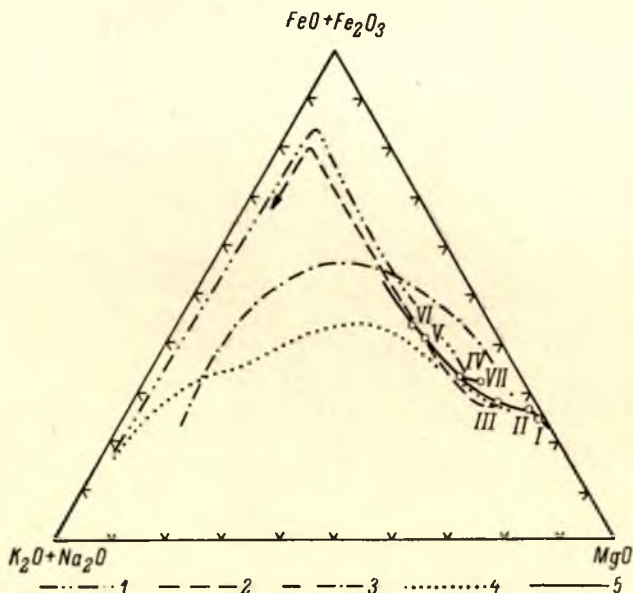


Рис. 16. Диаграмма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для некоторых дифференцированных интрузий (вес. %).

1 — Скаергард; 2 — Бушвельд; 3 — Норильск-II; 4 — Норильск-I; 5 — Кивакка. Средние составы дифференциатов интрузии Кивакка: I — оливиниты; II — пироксениты; III — нориты; IV — равномернозернистые габбро-нориты; V — неравномернозернистые габбро-нориты; VI — габбро-пегматиты; VII — средний состав интрузии.

Поздние стадии кристаллизации, формирующие верхние зоны равномернозернистых и неравномернозернистых габбро-норитов, получают отчетливое выражение в изменении направления кривых для большинства окислов. В эти стадии оливин не выделяется, идет кристаллизация авгита, продолжают кристаллизоваться менее магнезиальные (и более железистые) бронзиты и более кислые плагиоклазы (табл. 16), появляется в незначительном количестве свободный кварц. Количество SiO_2 практически остается постоянным, увеличивается содержание FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O , уменьшается — Al_2O_3 , CaO , MgO . Эти изменения связаны не с количественными вариациями минералов, а зависят от их состава и, в частности, связаны с повышением железистости пироксенов и понижением основной плагиоклаза.

Закономерности изменения состава и направление дифференциации хорошо отражаются на диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 16). Направление кривой дифференциации Кивакки устанавливает общую тенденцию дифференциации, соответствующую толеитовому направлению. Обнаруживается полная сходимость с кривыми Бушвельдской и Скаергардской интрузий. Вместе с этим длина кривой ограничивается

точкой с составом примерно 32% MgO, 53% (FeO + Fe₂O₃) и свидетельствует об ограниченном развитии процессов дифференциации.

Интрузия Кивакка обладает рядом особенностей, отличающих ее от известных расслоенных интрузий. Средний состав интрузии отвечает толеитовому оливиновому базальту и характеризуется высоким содержанием магния и кремнезема. Фракционная кристаллизация и гравитация на ранних стадиях обусловили образование последовательно сменяющихся по разрезу (снизу вверх): оливинитов, пироксенитов и норитов, концентрирующих соответственно высокомагнезиальные оливины (Fo_{85}), бронзиты ($\text{Ca}_{4-6}\text{Mg}_{80}\text{Fe}_{15-5}$) и плагиоклазы (75—77% An).

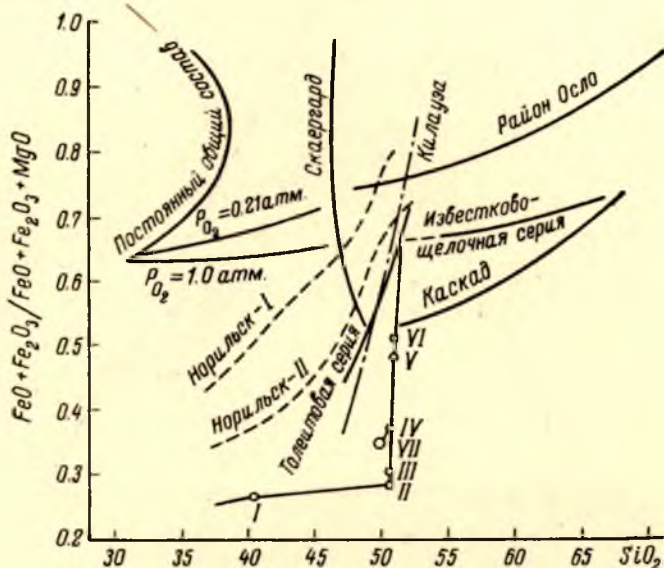


Рис. 17. Диаграмма изменения отношения $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ в зависимости от SiO_2 (вес. %), иллюстрирующая сходство путей кристаллизации природных базальтов и системы $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ при условии постоянства валовых составов или P_{O_2} .

Как показывают средние составы дифференциатов, снизу вверх по разрезу общее содержание железа уменьшается от оливинитов к норитам и затем вновь последовательно увеличивается в габбро-норитовых зонах и габбро-пегматитах, но не достигает того значения, каким характеризуются ранние продукты дифференциации (рис. 15). В дифференцированных интрузиях конечные продукты кристаллизации в большинстве содержат высокожелезистые минералы с большим различием железистости в нижних и верхних частях разреза. В массиве Кивакка различие в железистости минералов начальной и конечной стадий кристаллизации невелико (табл. 16).

Особенностью дифференциации магмы Кивакки является также появление в конечных дифференциатах (габбро-норитах) свободного кварца, в то время как содержание кремнезема по сравнению с его начальным составом увеличилось на 1—2%, причем сохранялось близким на всем пути дифференциации, кроме оливинитовой зоны. Характерно, что кварц находится в ассоциации с маложелезистым бронзитом состава $\text{Ca}_{4-7}\text{Mg}_{78-7}\text{Fe}_{18-6}$.

На диаграмме $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис. 17), иллюстрирующей установленные Осборном толеитовое и известково-щелочное направления дифференциации базальтового расплава (Osborn, 1959),

нанесена кривая дифференциации интрузии Кивакка (I — VII, см. рис. 16) и кривые дифференциации интрузий Норильск-I и Норильск-II, занимающие промежуточное положение между кривыми этих двух направлений дифференциации (Золотухин, Васильев, 1967). Кривая дифференциации интрузии Кивакка в общих чертах отражает толеитовую тенденцию дифференциации, но занимает обособленное положение в пределах низких значений коэффициентов железистости и высокого содержания SiO_2 . Это связано с высоким содержанием магния и кремнезема и общим низким

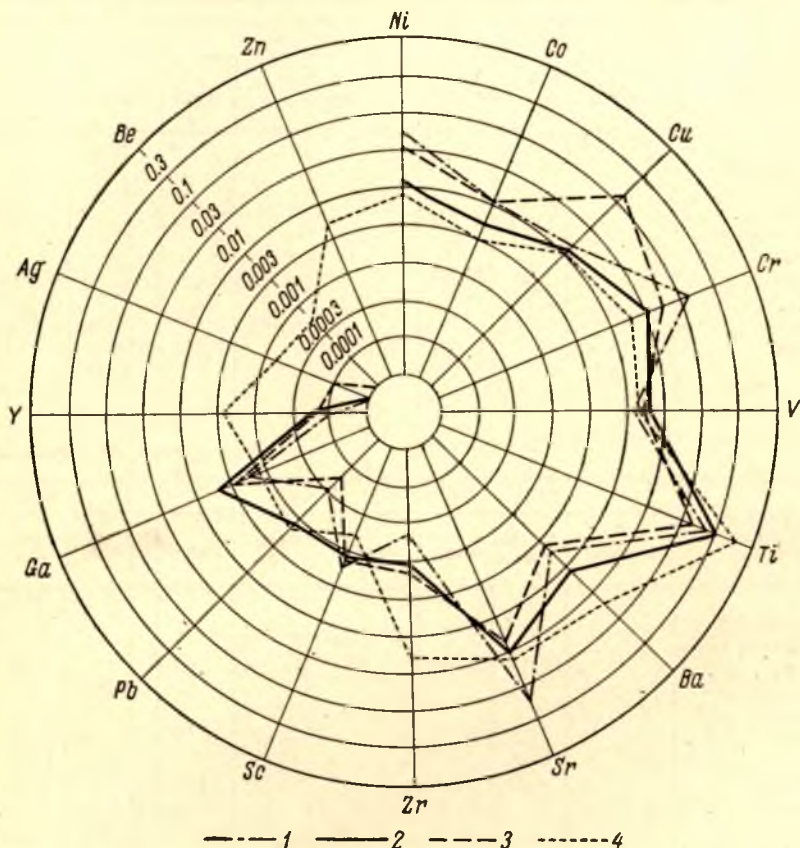


Рис. 18. Диаграмма средних содержаний микроэлементов в интрузиях Олангской группы.

1 — Кивакка; 2 — Ципринга; 3 — Луккулайсвара; 4 — средние содержания по А. П. Виноградову (1962).

содержанием железа в исходном расплаве, с интенсивным фракционированием и аккумуляцией высокомагнезиальных продуктов на ранних стадиях кристаллизации и с ограниченностью процессов дифференциации на поздних этапах.

Полуколичественный спектральный анализ пород интрузии Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара устанавливает присутствие в них Ni, Co, Cu, Cr, V, Ti, Ba, Sr, Zr, Sc, Pb, Ga, Y, Ag. На рис. 18 показана качественная и в некотором приближении количественная аналогия в содержании микроэлементов по массивам. Высокие содержания Ni и Cr в интрузии Кивакка обусловлены большим количеством среди анализированных проб оливинитов и пироксенитов, отсутствующих в остальных интрузиях. Сравнение со средними содержаниями микроэлементов в основных породах

(Виноградов, 1962) показывает несколько меньшее содержание в дифференцированных интрузиях Ti, Ag, Y, Pb, Zr и большее V, Cr, Cu, Co, Ni, Ga, Sc.

Поведение микроэлементов в процессе кристаллизации и дифференциации интрузии Кивакка рассматривается на основании химических анализов пород (табл. 17) и минералов (табл. 18).

Таблица 18

Содержание окислов (в вес. %) в минералах интрузии Кивакка

Дифференциаты интрузии по разрезу	NiO			CoO			CuO		
	оливин	брон-зит	авгит	оливин	брон-зит	авгит	оливин	брон-зит	авгит
Неравномернозернистый габбро-норит		0.05	0.03		0.01	0.005		0.009	0.015
Равномернозернистый габбро-норит		0.08	0.041		0.007	0.013		0.009	0.01
Норит		0.17			0.01			0.002	
Пироксенит		0.073			0.009	0.008		0.003	0.005
Оливинит	0.15—0.28		0.026—0.09	0.013—0.025		0.008	Сл.—0.00		Сл.

Таблица 18 (продолжение)

Дифференциаты интрузии по разрезу	TiO ₂			Cr ₂ O ₃			V ₂ O ₅		
	оливин	брон-зит	авгит	оливин	брон-зит	авгит	оливин	брон-зит	авгит
Неравномернозернистый габбро-норит		0.30	0.64		0.008	0.03		0.05	0.13
Равномернозернистый габбро-норит		0.25	0.50		0.19	0.19		0.05	0.04
Норит		0.26			0.24			0.07	
Пироксенит		0.23	0.51		0.33	0.35		0.07	0.05
Оливинит	0.05—0.13		0.51	0.06—0.04		0.62	Сл.—0.004		0.05

Н и к е л ь присутствует во всех породах массива. Вариационная кривая содержания NiO по разрезу интрузии Кивакка (рис. 19) образует резкие изломы, свидетельствующие о неравномерном распределении элемента. Наибольшая концентрация NiO (0.226%) характерна для оливинитов. В пироксенитах количество NiO снижается до 0.073% и выше по разрезу колеблется в пределах 0.01—0.02%. Неравномерное содержание никеля связано с особенностями его распределения в породообразующих минералах. Как известно, содержание никеля находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания магния в силикате. В оливинах оливинитовой зоны NiO составляет 0.15—0.28%. В бронзитах, в разрезе от пироксенитовой зоны, NiO аномально возрастает в зоне норитов (0.17%) и далее вверх по разрезу снижается до 0.05% в бронзите габбро-норитовой зоны.

В авгите, как менее магнезиальном силикате, общее содержание никеля меньше, чем в бронзите. Устанавливается аналогичная тенденция, как и у бронзита, обедняться никелем в поздних дифференциатах.

Содержание сульфидного никеля в анализируемых образцах в целом незначительное. Наибольшее его количество присутствует в ранних дифференциатах — оливинитах и пироксенитах (0.01—0.008%), уменьшаясь до 0.002% в норитах, и выше по разрезу сохраняется в этом же значении.

К о б а л ь т преобладает в оливинитах (0.017% CoO). Вверх по разрезу до зоны неравномернозернистых габбро-норитов его содержание уменьшается до 0.001%, а в неравномернозернистых габбро-норитах и

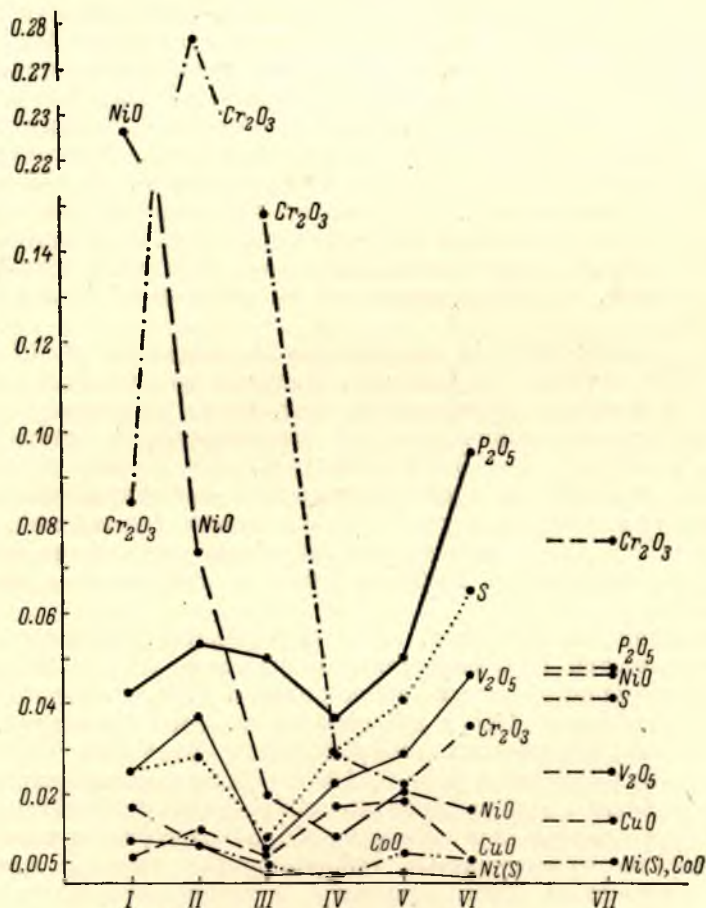


Рис. 19. Вариационная диаграмма содержания окислов в породах разреза интрузии Кивакка.

Условные обозначения см. на рис. 15.

габбро-пегматитах повышается соответственно до 0.006 и 0.005%. Наибольшей концентрацией кобальта характеризуется оливин (0.025% CoO). В бронзите содержание CoO изменяется от 0.007 до 0.01%, в авгите — от 0.05 до 0.013%.

Х р о м отчетливо уменьшается в минералах (пироксенах) вверх по разрезу. Бронзиты пироксенитов содержат 0.33% Cr_2O_3 , норитов — 0.24%, габбро-норитовых зон — 0.19 и 0.008%. Авгитам свойственна более высокая концентрация хрома. Наиболее ранний авгит из оливинитовой зоны содержит 0.62% Cr_2O_3 . Вверх по разрезу к поздним дифференциатам содержание хрома в авгитах падает до 0.03%. Интересно, что сосуществующие бронзит и авгит из зоны равномернозернистых габбро-

поритов содержат одинаковое количество Cr_2O_3 (0.19%). По сравнению с пироксенами оливин содержит незначительное количество хрома.

Содержание хрома в породах находится в соответствии с его распределением в минералах и количеством последних в составе различных слоев. Максимально обогащены хромом пироксениты и нориты (0.277 и 0.148% Cr_2O_3). Вверх по разрезу его содержание падает до зоны габбро-норитов и затем увеличивается в габбро-пегматитах.

В а н а д и й содержится в близких количествах в оливинитах и пироксенитах (соответственно 0.025 и 0.037% V_2O_5). В норитах его содержание уменьшается до 0.007%, а выше по разрезу возрастает до 0.046% в габбро-пегматитах. Для пироксенов эта тенденция не выдерживается. В бронзитах V_2O_5 уменьшается вверх по разрезу (0.007—0.005%). Аналогично поведение ванадия в авгитах. Наименьшее количество V_2O_5 содержится в авгите из зоны равномернозернистого габбро-норита. Исключение составляет авгит неравномернозернистых габбро-норитов. В нем содержится 0.13% V_2O_5 . Аномальное отклонение от тенденции к уменьшению концентрации V_2O_5 в пироксенах поздней стадии кристаллизации может быть объяснено высоким содержанием в авгите верхней габбро-норитовой зоны окисного железа. В составе магнетита из габбро-пегматита присутствует 0.7% V_2O_5 .

М е д ь присутствует в наибольших количествах (0.017 и 0.018% CuO) в габбро-норитах верхних зон. Оливины не содержат меди. Отсутствует она и в авгите оливинитовой зоны. Вверх по разрезу в последующих дифференциатах количество CuO увеличивается в бронзитах от 0.03 до 0.09%, в авгитах — от 0.005 до 0.015%.

Т и т а н в преобладающей части разреза — от оливинитов до неравномернозернистых габбро-норитов — мало изменяет содержание, колеблясь от 0.21 до 0.25% TiO_2 . Значительно возрастает содержание титана лишь в неравномернозернистых габбро-норитах и габбро-пегматитах (0.46—0.61% TiO_2).

В бронзитах пироксенитов, норитов и равномернозернистых габбро-норитов количество TiO_2 меняется незначительно (0.23—0.26%). В бронзитах неравномернозернистых габбро-норитов TiO_2 возрастает до 0.30%. В авгитах содержание TiO_2 в два раза выше, чем в бронзитах. В оливинитах—равномернозернистых габбро-норитах количество TiO_2 в авгитах практически не изменяется (0.5—0.51% TiO_2), но заметно возрастает в авгитах зоны неравномернозернистых габбро-норитов (0.64%).

Повышенное содержание титана в габбро-пегматитах и в меньшей степени в неравномернозернистых габбро-норитах вызвано присутствием в породе рассеянных зерен ильменита и титансодержащего магнетита. Количество TiO_2 в магнетите составляет 3.5 вес. %.

Ф о с ф о р содержится во всех породах интрузии. Вариационная кривая содержания фосфора отражает значительные колебания по разрезу интрузии. Содержание фосфора в породах связано с присутствием акцессорного апатита. Резко повышенным количеством P_2O_5 (0.095%) характеризуются габбро-пегматиты.

С е р а в целом по интрузии содержится в незначительном количестве (0.04%). По разрезу интрузии ее содержание уменьшается от ультраосновных дифференциатов (0.025—0.028%) до норитов (0.01%) и постепенно возрастает от норитов к габбро-норитам и габбро-пегматитам. В последних присутствует наибольшее количество серы (0.065%).

Главные особенности распределения микроэлементов в породах интрузии Кивакка определяются их входением в породообразующие силикаты и находятся в прямой зависимости от условий и характера кристаллизации и дифференциации расплава. На вариационных диаграммах (рис. 15, 19) многие кривые содержания как петрогенных элементов, так

и микроэлементов испытывают резкую смену направления от ранних дифференциатов к поздним.

Кристаллизующиеся на ранних стадиях магнезиальные оливины и пироксены связывают наибольшее количество никеля и хрома, а аккумуляция минералов в субмономинеральные слои обуславливает наибольшую концентрацию этих элементов в нижних горизонтах интрузии. С оливинитами связано также наибольшее содержание кобальта и сульфидного никеля. Противоположную тенденцию имеют титан и медь. Их количество возрастает в поздних продуктах кристаллизации.

В металлогенической специализации интрузии ведущее значение принадлежит никелю. Аналитические данные свидетельствуют о нахождении большей части валового никеля в составе силикатов, главным образом в оливинах. Никельсодержащие сульфиды, представленные в основном ассоциацией пирротина, халькопирита и пентландита, развиты в виде мелкой рассеянной вкрапленности, в незначительном количестве присутствующей во всех дифференциатах интрузии, и в виде гнездообразных скоплений и крупных сростков, приуроченных к габбро-пегматитам. Наиболее обогащенные участки, по данным Э. В. Муровой и Д. К. Ловицкого (1955), содержат в среднем 3—5% и максимально 8—12% сульфидов и не представляют практического интереса. Однако свойственные интрузии специфические черты петрологии никеленосных дифференцированных интрузий позволяют считать ее перспективной.

Магма Кивакки обладала высокой магнезиальностью и высокой температурой (к началу кристаллизации составляющей 1300—1350°) и соответственно имела низкую вязкость. Эти условия в совокупности с кристаллизацией на большой глубине и в значительной по размеру камере должны были способствовать эффективному гравитационному осаждению сульфидных капель и их концентрации в нижних зонах массива.

Важную роль в качестве источника сульфидных руд при геохимических процессах, связанных с метасоматозом, могут играть оливиниты и пироксениты, концентрирующие основную массу силикатного никеля. Образование сульфидов, по данным экспериментальных исследований (Куллеруд, Йодер, 1969), легко осуществляется в реакции взаимоотношения серы с никельсодержащими породообразующими силикатными минералами. По мнению В. В. Золотухина (1964), образование сульфидных никелевых руд путем извлечения никеля из силикатов характерно многим известным месторождениям. Изучение вопросов генезиса медно-никелевого оруденения имеет первостепенную важность в определении перспектив рудоносности интрузии Кивакка.

КОВДОЗЕРСКИЙ МАССИВ

Севернее оз. Ковдозеро (Кандалакшский район Мурманской области) закартирован ряд тел основных—ультраосновных пород различной формы и размеров, прорывающих беломорские гнейсы и гнейсо-граниты и секущихся жилами плагиомикроклиновых гранитов. Наиболее крупный из них Ковдозерский массив расположен на северном берегу оз. Ковдозеро и вытянут в субширотном направлении. Длина массива 20 км, ширина 3,5—4 км. Контакты с вмещающими породами извилистые, резкие, интрузивные, с падением на северо-восток под углом 25—60°. Интрузия сложена полевошпатовыми оливинитами, полевошпатовыми лерцолитами, полевошпатовыми пироксенитами, габбро-норитами, габбро-пегматитами.³ Пере-

³ Отличительной чертой Ковдозерского массива является постоянное присутствие основного плагиоклаза в полевошпатовых оливинитах и полевошпатовых лерцолитах. Ниже, в целях сокращения они будут называться оливинитами, лерцолитами, пироксенитами.

ходы между всеми петрографическими разновидностями постепенные, контакты между ними нечеткие, реже отчетливые и довольно резкие. Преобладающим распространением пользуются лерцолиты. Габбро-нориты приурочены к периферии и центральной части массива. Оливиниты и пироксениты образуют отдельные шпильки в лерцолитах и полосы в переходных зонах от лерцолитов к габбро-норитам. В габбро-норитах отмечаются небольшие ксенолиты лерцолитов и оливинитов.

В породах массива наблюдается нечетко выраженная первичная полосчатость. В целом породы массивные, нередко обладают такситовой текстурой. Последняя выражается в неравномерном распределении основных минеральных компонентов — оливина, бронзита, плагиоклаза. Скопления каждого из них имеют различную форму и размеры, а промежутки между ними выполнены цементирующей основной массой оливин-плагиоклазового или плагиоклазового состава.

В отдельных случаях в ультраосновных разностях отмечается порфировидная текстура, обусловленная наличием вкрапленников оливина и бронзита размером 0.5—0.7 см, содержание которых достигает 15—20%.

В породах массива развиты панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, друзитовая, габбро-офитовая структуры.

Оливин присутствует почти во всех породах массива в количестве от 0—5 до 85%. В оливинитах и лерцолитах он образует идиоморфные индивиды и их скопления, вкрапленники в пироксеновой основной массе совместно с плагиоклазом, пойкилитовые включения в авгите, реже в бронзите. На границе зерен оливина и плагиоклаза развиваются келифитовые (друзитовые) каймы из ромбического пироксена (бронзит — $2V_x = 77-79^\circ$) и амфибола. Состав оливина меняется от форстерита (5% Fa) во вкрапленниках до хризолита (17—20% Fa) в пойкилитовых включениях и в зернах основной массы.

Бронзит в лерцолитах образует единичные (часто зональные) идиоморфные зерна и их скопления.

Авгит по сравнению с бронзитом и оливином обладает резко ксеноморфным обликом. Неправильные его зерна проникают в интерстиции между зернами оливина, бронзита, а также корродируют их.

Плагиоклаз аналогично авгиту ксеноморфен и лишь в габбро-норитах степень идиоморфизма его возрастает и обуславливает габбро-офитовую структуру. Состав плагиоклаза от лерцолитов к габбро-норитам соответственно меняется от битовнита (65% An) до андезина (45% An).

Особенности структур и характер взаимоотношений между минералами показывают, что кристаллизация минералов происходила в следующей последовательности: оливин—ромбический пироксен—моноклинный пироксен—плагиоклаз, что соответствует реакционному ряду Боуэна.

Из рудных минералов в раннемагматическую стадию в оливинитах и лерцолитах появляются хромит и магнетит. В пироксенитах к ним присоединяется ильменит. Из этой группы окисных рудных минералов преобладает хромит. Позднемагматическими являются сульфиды, представленные пирротинном, халькопиритом, пентландитом. Сульфиды преобладают в габбро-норитах. Количество рудных минералов в породах Ковдозерского массива незначительно и не превышает 2—3%. В большей части породы массива слабо изменены. Вторичные изменения развиты в периферических частях массивов, зонах катаклаза и трещиноватости, связаны с воздействием плагиомикроклиновых гранитов и представлены амфибололизацией, серпентинизацией, образованием скарноидных пород (карбонат-пироксеновых, карбонат-оливин-амфиболовых, плагиоклаз-биотит-гранатовых). При метаморфизме хромит замещается хром-шпинелью, пентландит — бравоитом, пирротин — мельниковитом, халькопирит — ковеллином и халькозином. Скарнированные разности основных пород

характеризуются повышенным содержанием магнетита и небольшим содержанием сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит).

Для Ковдозерского массива выделено четыре типа даек, развитых в основном в габбро-норитах, в рассланцованных габбро-норитах, реже в перидотитах и пространственно приуроченных к одной тектонической зоне субширотного простираия: 1) мелкозернистые лейкократовые габбро-нориты; 2) лейкократовые диабазовые порфиры; 3) кварцевые диабазы; 4) гранатые микрогаббро. По своим минералогическим и структурным признакам дайки габбро-норитов аналогичны лейкократовым и контактовым разностям массива и на основании этого отнесены к жильной фации последнего. Химический состав даек отличен от габбро-норитов (табл.19).

Т а б л и ц а 19

Средние составы групп пород Ковдозерского массива

Окислы	Оливиниты (2)	Лерцолиты (14)	Габбро- нориты (4)	Дайковый комплекс (2)
SiO ₂	42.57	45.52	50.80	48.60
TiO ₂	0.20	0.23	0.35	2.24
Al ₂ O ₃	7.10	5.59	7.23	14.54
Fe ₂ O ₃	2.10	2.05	1.61	2.18
FeO	9.10	9.07	8.24	11.59
MnO	0.19	0.17	0.12	0.22
MgO	35.32	30.76	25.22	6.74
CaO	2.22	3.12	4.82	10.04
Na ₂ O	0.54	0.57	0.76	2.04
K ₂ O	0.03	0.02	0.04	0.11
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.08	—
Cr ₂ O ₃	0.17	0.17	0.15	0.01
NiO	0.07	0.06	0.03	—

П р и м е ч а н и е. В скобках — количество анализов.

По сравнению с последними в них отмечается увеличение содержаний титана, закисного железа, глинозема, кальция, натрия и уменьшение содержаний кремнезема, магния.

Для эволюции магматического расплава, приведшего к формированию Ковдозерского массива, характерно увеличение содержания кремнезема при почти постоянном содержании суммарного железа (боуэновский путь) (рис. 28). Как видно из табл. 19, от оливинитов до габбро-норитов происходит увеличение содержания SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O и уменьшение — MgO, MnO, Cr₂O₃, NiO, P₂O₅.

ГАЙКОЛЬСКИЙ МАССИВ

Гайкольский массив приурочен к ядру Гайкольской синклинали Шомбозерского синклинория. Массив имеет лополитообразную форму и вытянут в близмеридиональном направлении. Длина его 6 км, ширина 2—3 км. Мощность по геофизическим данным около 500 м. Вмещающими породами являются среднепротерозойские метадиабазы, метаманделштейны, туфосланцы, туфопесчаники, относимые предыдущими исследователями к нижнему протерозою (Робонен, 1961). В структурном отношении массив приурочен к юго-восточному замыканию осевой части Гайкольской синклинали. Контакты массива имеют четкие очертания, обладают крутым падением (60—80°) в сторону центральной части массива, который, вероятно, сложен породами двух интрузивных фаз: 1) оливиниты—габбро-нориты и 2) габбро-диориты.

Химический состав пород Гайкольского массива

Компоненты	Первая интрузивная фаза						Вторая интрузивная фаза			Эффузивные — метамандель- штейн, диабазовый порфирит (3);
	метаоливинит (2)	пироксеновый метаоливинит (7)	металерцолит (3)	оливиновый метапирок- сенит (3)	метапирок- сенит (1)	метагаббро- норит (2)	амфиболовое габбро (2)	габбро- диорит (1)	диорит (1)	
SiO ₂	35.55	38.96	40.68	44.59	45.54	51.68	52.98	53.30	65.48	48.79
TiO ₂	0.18	0.32	0.39	0.48	0.47	0.61	1.68	1.89	1.07	1.34
Al ₂ O ₃	2.73	3.56	4.34	4.91	6.34	9.62	13.64	14.24	13.68	13.58
Fe ₂ O ₃	5.17	5.06	2.95	3.62	1.69	1.32	2.66	2.26	2.51	2.55
FeO	6.50	7.13	9.64	6.57	9.60	8.54	10.55	11.70	5.36	11.77
MnO	0.21	0.14	0.19	0.14	0.25	0.14	0.17	0.20	0.13	0.23
MgO	33.11	32.71	29.26	25.51	23.27	14.61	4.49	3.23	0.84	4.46
CaO	1.80	1.74	2.90	6.66	6.61	9.54	7.48	5.88	2.76	10.36
Na ₂ O	0.06	0.07	0.13	0.13	0.11	1.50	3.30	4.60	5.80	2.86
K ₂ O	0.05	0.06	0.13	0.08	0.10	0.45	1.54	1.60	1.28	0.80
Cr ₂ O ₃	0.86	0.63	0.53	0.48	0.33	0.21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.01
NiO	0.27	0.19	0.13	0.11	0.12	0.05	0.02	0.02	0.01	Не обн.
CoO	0.022	0.022	0.023	0.015	0.015	0.013	0.009	0.008	0.003	0.01
П. п. п.	13.14	9.68	8.88	6.77	5.58	1.85	1.48	1.48	0.69	3.00
Сумма	99.65	100.27	100.17	100.10	100.03	100.33	100.11	100.31	99.60	99.76
Ni сульф	0.025	Не опр.	0.030	Не опр.	0.02	0.02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cu	Следы	То же	Следы	То же	0.03	0.02	То же	То же	То же	То же
H ₂ O	0.19	0.21	0.16	0.09	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.14
SO ₃	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	Следы	Не опр.
S _{всг}	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.10	0.03	0.03	0.02

Примечание. В скобках — количество анализов.

Наибольшим развитием пользуются породы первой фазы, представленные метаоливинитами, металерцолитами, оливиновыми метапироксенитами, метапироксенитами, полевошпатовыми метапироксенитами, метагаббро-норитами. Перечисленные выше дифференциаты последовательно сменяют друг друга снизу вверх и различаются лишь по количественным соотношениям породообразующих минералов. Рудные минералы представлены магнетитом, реже пирротинном, халькопиритом, пентландитом.

Породы второй фазы имеют подчиненное распространение, их суммарная мощность 120 м. От подошвы к кровле намечается следующая смена пород: амфиболовые габбро, габбро-диориты, диориты. Преобладают габбро. Состоят породы из роговой обманки, кислого плагиоклаза и редко кварца. Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом, реже пирротинном.

Химические составы пород Гайкольского массива приведены в табл. 20. Как видно из этой таблицы, породы второй интрузивной фазы отличаются от первой высокими содержаниями двуокиси титана, закисного железа, глинозема, щелочей, кремнезема и низкими содержаниями окисного железа и магния. Общая железистость пород второй фазы (0.75—0.90) значительно выше, чем оливинитов—габбро-норитов (0.26—0.40). Эволюция магматических расплавов первой и второй интрузивных фаз идет в сторону более резкого увеличения содержания кремнезема, чем железистости (боуэновский путь), и уменьшения содержания Cr_2O_3 и NiO . Кроме того, из таблицы видно последовательное увеличение содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O и уменьшение MgO от оливинитов к габбро-диоритам. В диоритах содержания кремнезема и магния максимальные, а двуокиси титана, глинозема, закисного железа и калия несколько ниже, чем в габбро-диоритах.

Таким образом, породы второй интрузивной фазы отчетливо отличаются от пород первой фазы по железистости и содержанию двуокиси титана. В то же время устанавливается преемственность в изменении химического состава пород.

Химический состав пород второй интрузивной фазы близок к составу окружающих метамандельштейнов, метапорфиритов, метадиабазов (табл. 20). Как для тех, так и для других характерно высокое содержание двуокиси титана, закисного железа, низкие содержания окисного железа, магния, а также высокая общая железистость (более 0.75). На основании этого предполагается, что породы второй фазы комагматичны с эффузивными основными породами.

МАССИВ КИВАЧ

Формационная принадлежность габбро-норитов Кивача дискуссионна. По структурно-тектоническому положению и времени образования массив Кивач близок к габбро-перидотитовому комплексу района Хюрсюля—Хаутаваара, но отличается от последнего по минералогическому составу. Как и ряд других массивов габбро-перидотитового комплекса района Хюрсюля—Хаутаваара, массив Кивач приурочен к глубинному разлому, окаймляющему Хаутаваарскую структурную зону, прорывает нижнепротерозойские гранодиориты, вулканогенно-осадочные образования и сечется жилами плагиомикроклиновых гранитов и габбро-диабазов.

Массив расположен между оз. Верхний и Нижний Кивач и вытянут в близмеридиональном направлении. Длина его 7 км, ширина до 1 км. Массив состоит из двух самостоятельных тел: южного — габбро-норитового и северного — габбро-диабазового, приуроченных к одному тектоническому разлому в пределах крупного массива гранодиоритов и содержащих ксенолиты последних. Контакты тел с вмещающими породами и

между собой интрузивные, крутопадающие. В габбро-норитах встречено большое количество жил габбро-диабазов.

Южное тело (снизу вверх) сложено полевошпатовыми перцолитами, оливиновыми полевошпатовыми пироксенитами, полевошпатовыми пироксенитами, оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами. Ультраосновные разности имеют подчиненное развитие. Макроскопически это мелко- и среднезернистые породы коричневатого-серого цвета. Текстура их массивная. Структура панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, габбровая, габбро-диабазовая, реже венцовая. Перечисленные выше породы имеют сходный минералогический состав и различаются лишь по вариациям количественных соотношений оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, плагиоклаза.

Оливин, как правило, встречается в виде пойкилитовых включений в ромбическом и моноклинном пироксенах, в плагиоклазе, а также в виде единичных изометричных зерен и их небольших скоплений. Иногда ромбический и моноклинный пироксены обрастают оливин и корродируют его с краев зерен. В отдельных случаях в оливине наблюдаются обособления магнетита в виде линзовидных, дендритовидных, а также правильных пластинчатых выделений, ориентированных согласно трещинам спайности. Состав оливина от полевошпатовых перидотитов до габбро-норитов варьирует в незначительных пределах — это хризолиты с 12% Fa ($-2V=90^\circ$) и 14—16% Fa ($-2V=88-89^\circ$).

Ромбический пироксен образует идиоморфные призматические и неправильные формы зерна, сцементированные плагиоклазом. Часто зерна ромбического пироксена заключены в зерна моноклинного пироксена и наоборот. Нередко ромбический пироксен обладает зональным строением. Ядра его сложены в основном бронзитом с 12—18% FeSiO_3 ($2V$ от $+88^\circ$ до -88°), реже энстатитом с 8—10% FeSiO_3 ($+2V=83-85^\circ$). Края представлены бронзитом с 18—23% FeSiO_3 ($-2V=76-80^\circ$). Незональные кристаллы представлены бронзитом с 12—13% FeSiO_3 ($+2V=87-90^\circ$, с $Ng=0-2^\circ$).

Моноклинный пироксен (авгит, $+2V=47-50^\circ$, $cNg=42-45^\circ$) встречается в виде призматических, удлиненнопризматических и неправильных зерен. Нередко он ксеноморфный, обрастает края зерен оливина и ромбического пироксена и корродирует их. Часто он также имеет зональное строение.

Плагиоклаз в ультраосновных породах в основном ксеноморфный, цементирующий зерна оливина и пироксена. В габбро-норитах он образует крупные таблицы, удлиненнопризматические индивиды. Зерна его окрашены в слабые буроватые тона. По краям слегка раскисляется (светлеет). Состав плагиоклаза отвечает андезину—лабрадору с 48—52% An .

Магнетит образует несколько генераций. Первичный магнетит встречается в виде правильных, кубических и каплевидных зерен, заключенных в индивидах оливина и пироксена. Вторичный магнетит развит в виде прожилков, мелких зерен и тонкой сыпи в породе.

Хромит встречается редко, как правило, в виде мелких зерен неправильной формы.

Пирротин, пентландит, халькопирит иногда образуют округлые шлировидные скопления размером от 2×3 мм до 5×10 мм. Пентландит в них развит в виде структур распада в пирротине, а халькопирит образует внешнюю оторочку гнезд. Реже они встречаются в виде отдельных зерен.

Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, амфиболом, хлоритом.

Габбро-диабазы слагают северное тело и развиты в виде серии жил в габбро-норитах южного тела. Порода мелко- и среднезернистая, зеленоватого-серого цвета. Текстура массивная. Структура габбро-офитовая, габбро-

вая, в сильно измененных разностях — гранонематобластовая. Состав: реликты моноклинного пироксена авгитового ряда (0—2%), синевато-зеленая роговая обманка (40—60%), альбит (30—60%), титаномagnetит (1—10%), биотит (0—1%), эпидот (0—3%), кварц (0—5%), реже лейкоксен, хлорит, карбонат, апатит.

Пределы колебания содержаний окислов (вес.%) в габбро-норитах южного тела:

SiO ₂	46.11—54.20	Na ₂ O	1.13—2.22
TiO ₂	0.22—0.65	K ₂ O	0.38—1.15
Al ₂ O ₃	6.37—10.39	Cr ₂ O ₃	0.14—0.50
Fe ₂ O ₃	0.92—5.70	NiO	0.04—0.30
FeO	4.43—9.10	CoO	0.00—0.01
MnO	0.12—0.38	CuO	0.00—0.04
MgO	14.39—26.06	S _{наз}	0.04—0.08
CaO	4.28—7.62	P ₂ O ₅	0.03—0.18

От полевошпатовых лерцолитов к габбро-норитам увеличивается содержание SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O и уменьшается MgO. Содержание Fe₂O₃, FeO, MnO, Cr₂O₃, NiO, CoO, CuO, P₂O₅ варьирует в каждой группе пород в близких пределах.

В результате анализа парных коэффициентов корреляции для пород южного тела (38 анализов) установлено две основные антагонистические группы элементов: 1) Mg, Fe⁺², Mn, Cr, Ni, Co и 2) Si, Al, Na, Ca, Ti, K.

Как уже отмечалось выше, полевошпатовые лерцолиты — габбро-нориты слабо изменены и состоят из различного количества оливина, ромбического и моноклинного пироксена, основного плагиоклаза. Присутствуют сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), магнетит, реже хромит.

Первая группа элементов соответствует минеральному составу пород, вторая — показывает накопление в остаточном расплаве кремния, алюминия, щелочей. Это характерно для боуэновского пути эволюции магматических расплавов.

Никель имеет высокие отрицательные связи с Si, Al, Ca, Na и положительные с Fe⁺², Mn, Mg, Cr, Co, S. Это, очевидно, свидетельствует о том, что никель содержится в сульфидной и силикатной формах. Связь никеля с магнием положительная и наиболее сильная, равная 0.777.

Кобальт имеет отрицательные связи с Si, Al, Fe⁺³, Na, Cu и положительные с Fe⁺², Mg, Cr, Ni, S.

Хром имеет отрицательные связи с Si, Al, Fe⁺³, Na, Cu и положительные с Fe⁺², Mn, Mg, Co, Ni. Самостоятельные минералы образует редко. Возможно, в виде изоморфной примеси входит в состав оливинов (?) и пироксенов.

Габбро-диабазы Кивача характеризуются следующими пределами колебания окислов (вес.%):

SiO ₂	45.66—49.66	Na ₂ O	1.60—3.05
TiO ₂	1.44—2.58	K ₂ O	0.15—1.38
Al ₂ O ₃	13.35—17.18	Cr ₂ O ₃	0.003—0.03
Fe ₂ O ₃	2.57—5.33	NiO	Сл. 0.02
FeO	9.00—11.30	CoO	0.005—0.01
MnO	0.18—0.27	CuO	0.01—0.02
MgO	3.50—6.72	S _{наз}	0.04—0.19
CaO	7.63—11.90	P ₂ O ₅	0.06—0.32

В этих породах по сравнению с габбро-норитами отмечается повышенное содержание TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, P₂O₅. Содержание Fe₂O₃, MnO остается примерно в тех же пределах, а MgO, Cr₂O₃, NiO значительно меньше.

Содержание SiO₂ в габбро-диабазе (46—50%) несколько ниже, чем в оливиновых и безоливиновых габбро-норитах (50—54%). Общая желе-

зистость пород (0.64—0.82) имеет значительно большие величины, чем в габбро-норитах (0.28—0.40). Проведенный парный корреляционный анализ выявил следующие две антагонистические группы элементов для габбро-диабазов (13 анализов): 1) Mg, Ca, Mn, Al и 2) Si, Ti, Fe⁺², Na, K, которые существенно отличаются от таковых для габбро-норитов. Следовательно, и пути эволюции рассматриваемых магматических пород различны. В процессе эволюции магматического расплава, приведшего к образованию габбро-диабазов, отмечается резкое увеличение железистости при почти постоянном содержании кремнезема.

Для эволюции магматического расплава, из которого формировались полевошпатовые лерцолиты—габбро-нориты, характерно существенное увеличение содержания кремнезема при незначительных колебаниях железистости.

Таким образом, габбро-нориты и габбро-диабазы Кивача отчетливо различаются по возрастному взаимоотношению, минералогическому составу, рудной минерализации, петрохимическим особенностям и характеру эволюции магматических расплавов.

БУРАКОВСКИЙ МАССИВ

Геологическое строение юго-восточной Карелии по условиям ее обнаженности изучено очень слабо. Одним из наиболее важных результатов исследования последних лет является открытие Бураковского массива основных и ультраосновных пород, входящего в Бураковско-Агонгозерскую аномальную геофизическую зону площадью около 1000 км². Изучение массива началось недавно, однако полученные в результате бурения нескольких скважин (1964—1965 гг.) данные представляют несомненный интерес.

По Э. К. Четелю, массив расположен в пределах Водлозерского антиклинория, сложенного в основном гранитоидами. В эпоху карельской складчатости он оставался жесткой глыбой с достаточно высокой проницаемостью земной коры.

В пределах массива выделяются две крупные системы разломов: Бураковско-Агонгозерская северо-восточного простирания и Водлозерско-Сумозерская близмеридианального направления.

В пределах Бураковского массива буровыми работами выявлены следующие разновидности пород: темно-серые габбро и габбро-нориты, коричневатые габбро-нориты, габбро-нориты и пироксениты, жильные нориты и оливиновые нориты. Взаимоотношения пород массива с окружающими их гранитоидами не выяснены, однако среди темно-серых габбро (скв. 2, глубина 75 м) встречена секущая жила плагиомикроклинового пегматита мощностью в несколько сантиметров.

По геофизическим данным форма массива округлая, падение пород пологое (по замерам трахитоидности в керне скважин). Все это позволяет предполагать лополитообразную форму Бураковского массива (рис. 20).

Коричневатые габбро-нориты залегают над темно-серыми габбро и габбро-норитами (рис. 20). Однако петрографические и петрохимические особенности этих групп пород свидетельствуют о более позднем происхождении темно-серых габбро и габбро-норитов по сравнению с коричневатыми габбро-норитами.

Основные породы Бураковского массива отличаются исключительной свежестью. Вторичные изменения развиты очень слабо.

Коричневатые габбро-нориты сложены плагиоклазом (45—55% An), гиперстеном, диопсидом. Плагиоклаз составляет около 60% объема породы, пироксена 30—35%. В незначительных количествах присутствуют обыкновенная и базальтическая роговая обманка, темно-бурый биотит,

халькопирит (до 0.1%), следы титаномагнетита, ильменита и пирротина. Структура пород типично габбровая. Отчетливо наблюдается обрастание гиперстена диопсидом, диопсида — роговой обманкой. Для пироксенов характерны также структуры распада твердых растворов.

С глубиной (скв. 1) в габбро-норитах увеличивается основность плагиоклаза и количество гиперстена вплоть до его преобладания над моноклинным пироксеном; в пироксенах уменьшается количество взаимных прорастаний.

В более глубоких интервалах скважины (свыше 30 м) в габбро-норитах наблюдаются единичные зерна кварца и антипертита на фоне увеличения основности плагиоклаза.

Жильные мелкозернистые нориты и оливиновые нориты наблюдались только в коричневатых габбро-норитах. Мощность тел от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м. Они состоят из гиперстена (55—60%)

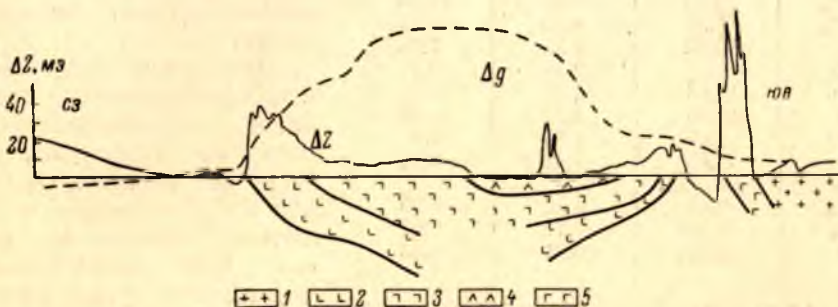


Рис. 20. Схематический геолого-геофизический разрез Бураковского массива по Э. К. Чечелю.

1 — нерасчлененный комплекс гранитоидов; 2 — габбро-нориты и пироксениты; 3 — темно-серые габбро и габбро-нориты и пироксениты; 4 — коричневые габбро-нориты; 5 — диабазы и габбро-диабазы.

и плагиоклаза (40—50%) и незначительных количеств биотита и рудного минерала. Преобладающая структура пойкилитовая. Гиперстен содержит вроски моноклинного пироксена.

В более меланократовых оливиновых норитах оливин образует довольно крупные вкрапленники неправильной формы.

Темно-серые габбро и габбро-нориты состоят из плагиоклаза (40—60%), диопсида (30—40%), гиперстена (5—6%), роговой обманки (2—5%), темно-бурого биотита (—2—5%), титаномагнетита и ильменита (2—6%). Структура габбровая.

Основность плагиоклаза (скв. 2) увеличивается с глубиной. В пироксенах обнаруживается структура распада твердых растворов. Для зерен диопсида характерно двойниковое строение. Иногда вокруг выделений титаномагнетита и ильменита наблюдаются каемки биотита, амфибола и хлорита. Иногда ильменит преобразован в лейкоксен. Присутствующие в очень незначительном количестве сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом и пиритом.

Несмотря на довольно близкий минеральный состав, коричневатые габбро-нориты по своим петрохимическим особенностям четко отличаются от темно-серых габбро и габбро-норитов (табл. 21). Для коричневатых габбро-норитов содержание SiO_2 колеблется в незначительных пределах (51—54%) при уменьшении содержаний магния, относительном постоянстве $\text{Fe}_{\text{взд}}$ и суммы сильных оснований и увеличении Al_2O_3 . Соотношения между магнием и железом обуславливают возрастание коэффициента фракционирования (рис. 28). Натрий преобладает над калием. Постоян-

ство содержаний кремнезема при увеличении содержаний щелочей обуславливает появление кварца и антипертита в габбро-норитах с наибольшей основностью плагиоклаза. Для коричневатых габбро-норитов свойственны

повышенные содержания хрома (табл. 21). Хром-титановое отношение в них довольно высокое.

Генетически связанные с габбро-норитами жильные нориты и оливиновые нориты имеют или сходный с ними химический состав или являющиеся более меланократовыми с повышенными содержаниями магния, железа и хрома.

Для темно-серых габбро и габбро-норитов по сравнению с коричневатыми габбро-норитами характерна (при несколько меньшем содержании SiO_2) тенденция к абсолютному обогащению железом при незначительном уменьшении суммы сильных оснований, постоянстве содержаний магния и $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

Примечание. В скобках — количество анализов.

Характер рудной минерализации также отличен для этих двух групп пород. Коричневатые габбро-нориты почти стерильны, темно-серые разновидности обладают повышенным содержанием TiO_2 , заключенным в ильмените и титаномagnetите. В отличие от коричневатых габбро-норитов в темно-серых разновидностях отсутствует хром.

КОЛОЗЕРСКИЙ МАССИВ

Среди ультрабазитов габбро-перидотитового формационного типа района Ветреного пояса (см. стр. 39) полевошпатовые разновидности развиты в подчиненном количестве по сравнению с метаверлитами. В настоящее время известны только четыре массива, сложенные металерцолитами и плагиоклазовыми металерцолитами. Для них характерна слабо проявленная дифференциация, наличие первичномагматических слоистых текстур и проявление жильной габбро-пегматитовой фазы.

Проведенные нами исследования ультрабазитов в пределах синклинали Ветренный пояс не подтвердили имеющиеся в литературе представления (Перевозчикова, 1960; Кайряк, Перевозчикова, 1963) о наличии в изученном районе глубоко раздифференцированных (от перидотитов до лейкократовых габбро) интрузивных тел. Причиной этому послужила часто наблюдаемая пространственная связь интрузий габброидов и ультрабазитов и вторичная клинопироксенизация в эндоконтактных метаморфических зонах тех и других. Нередко эти хлорит-амфиболовые метаморфические образования ошибочно принимались за первичномагматические промежуточные дифференциаты. Подтверждением вышесказанному может служить выявление секущих взаимоотношений ультрабазитов по отношению к габброидам (рис. 21), отсутствие переходных разностей между ними и прямо противоположные тенденции направленности дифференциации (рис. 13).

Таблица 21

Средние составы групп пород Бураковского массива

Окислы	Коричневатые габбро-нориты (8)	Габбро и габбро-нориты темно-серые (6)	Жильные нориты (2)
SiO_2	53.06	49.70	50.01
TiO_2	0.39	1.63	0.36
Al_2O_3	12.83	15.83	13.36
Fe_2O_3	1.25	4.43	1.89
FeO	6.62	9.26	7.93
MnO	0.16	0.16	0.21
MgO	10.66	4.23	12.65
CaO	11.85	8.77	10.47
Na_2O	2.57	3.85	2.0
K_2O	0.35	0.42	0.14
P_2O_5	Не обн.	—	—
Cr_2O_3	0.13	0.02	0.09
V_2O_5	0.018	0.11	0.04
NiO	0.014	0.01	0.03

Хотя все ультрабазиты габбро-перидотитового формационного типа образуют довольно компактную группу пород по химизму (рис. 13), тем не менее их полевошпатовые разновидности по сравнению с метаверлитами отличаются меньшим содержанием Ti , Fe^{+3} , Mg (Слюсарев, 1968) наряду с Ni и Cr (рис. 10) и более высокими концентрациями всех остальных компонентов.

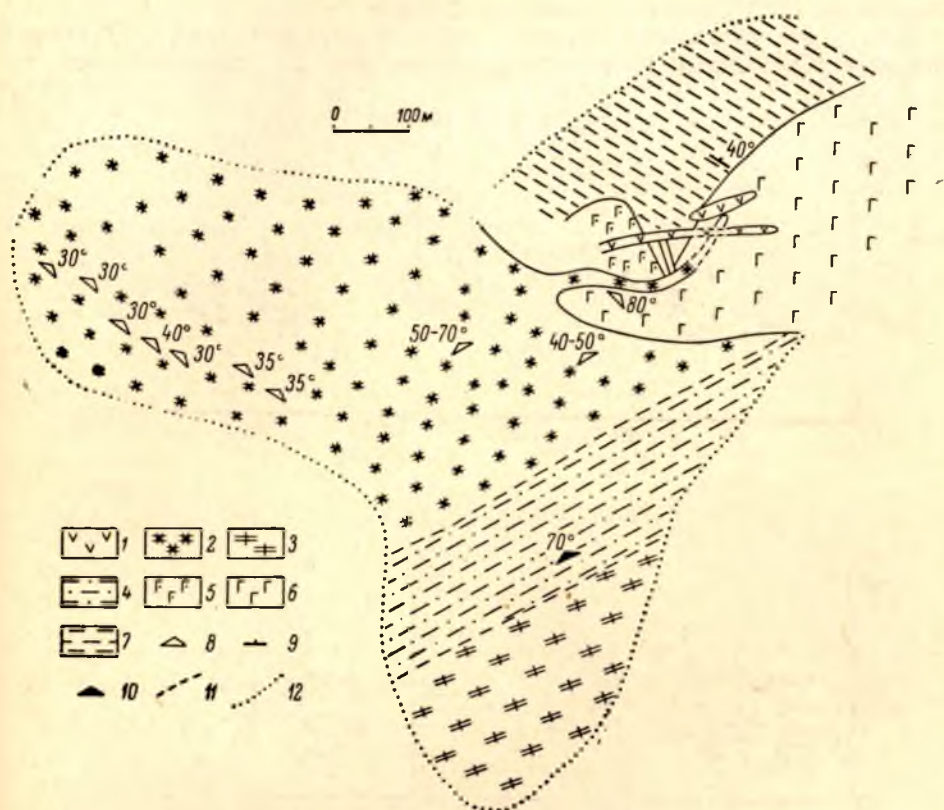


Рис. 21. Геологическая карта интрузии района Колозеро.

1 — метадиабазы; 2 — плагиоклазовые металерцолиты; 3 — металерцолиты; 4 — серпентиниты, частью тремолитизированные; 5 — метагаббро-пегматиты, генетически связанные с лейкократовыми габбро; 6 — амфиболитовые лейкократовые габбро; 7 — метатUFFиты; 8 — полосчатость; 9 — слоистость; 10 — сланцеватость; 11 — предполагаемые контакты; 12 — контуры обнаженного участка.

На рис. 22 приведено сопоставление химизма бесполевошпатовых метаверлитов с плагиоклазсодержащими разновидностями интрузии оз. Колозеро в координатах $M-SiO_2$ и $M-F$.⁴ Анализ этих данных, равно как и результатов корреляционного анализа обеих групп ультрабазитов (стр. 45), свидетельствует о совершенно аналогичной направленности дифференциации в тех и других и накопления кремнекислоты и щелочей в конечных продуктах кристаллизации, вплоть до появления жильных габбро-пегматитов. Следовательно, даже в отдельных дифференцированных телах находят отражение те же общие черты направленности дифференциации, которые присущи ультрабазитам в целом. В этом отношении заслуживает внимания выяснение деталей данного процесса на конкретных объектах.

⁴ $M = (Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100 / Fe_2O_3 + FeO + MgO$, $F = (Na_2O + K_2O) \cdot 100 / (CaO + Na_2O + K_2O)$.

Хотя изучение внутреннего строения массивов и затруднено их частичной обнаженностью, неравномерным характером серпентинизации, неравномернозернистыми порфировидными текстурами, тем не менее намечаются некоторые элементы дифференциации отдельных интрузий (район р. Нюхчи, р. Кожы, оз. Колозеро). Анизотропия строения выражена в прогрессивном увеличении оливина и ортопироксена к подошве, а клинопироксена, плагиоклаза, частично биотита — к кровле.

Для более детального изучения этой группы интрузий был выбран наиболее обнаженный Колозерский массив (рис. 21), прорывающий ту-

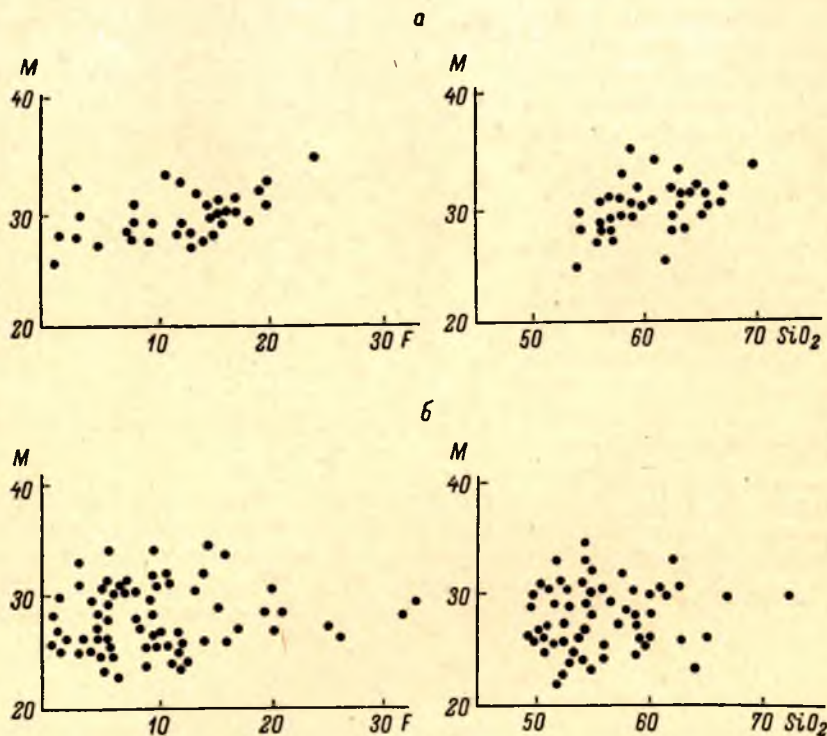


Рис. 22. Диаграмма Осборна и Симпсона.

а — интрузия Колозеро; б — аповерлитовые серпентиниты.

фогенно-осадочные породы и лейкократовые амфиболовые габбро. Внутреннее строение массива определяется наблюдаемой местами стратификацией и зональным характером распределения слагающих интрузию пород. Стратификация выражена своеобразной текстурной полосчатостью, обусловленной струйчато-полосчатым развитием прерывистых выделений интерстиционного плагиоклазового материала. Судя по элементам залегания полосчатости, можно полагать, что внутренняя структура массива согласна в целом с залеганием вмещающих паропород. Зональность выражается в приуроченности плагиоклазовых металерцолитов (переходных к габбро-норитам) к кровле, а металерцолитов — к подошве интрузии.

Порфировидный характер пород и резкие колебания минералогического состава в шлифах, неравномерная степень серпентинизации не позволяли подойти к выяснению особенностей дифференциации на количественно-минералогической основе. Поэтому для контроля геологической гипотезы и изучения характера дифференциации интрузива в геохимиче-

ском аспекте нами применялся метод трендовых поверхностей (Вистелиус, 1963).⁵ Для этого в пределах массива было отобрано более или менее равномерно 30 силикатных анализов, которые использовались в рас-

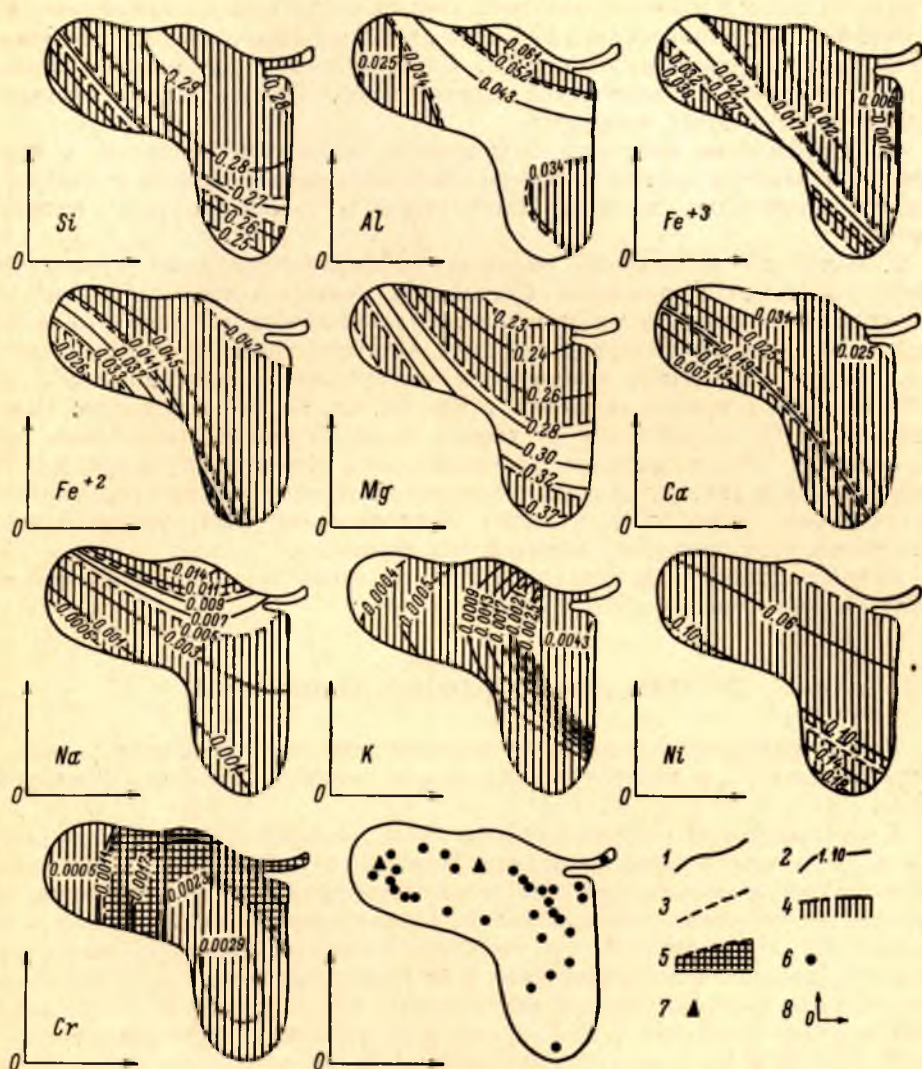


Рис. 23. Характер трендовых поверхностей для основных компонентов интрузии.

1 — контур массива; 2 — изолинии равных содержаний; 3 — контуры 95%-х доверительных областей; 4 — области доверительных областей; 5 — участки пересечения доверительных областей; 6 — места отбора проб на химический анализ; 7 — контрольные химические анализы; 8 — координатные оси.

четах. Затем было отобрано еще 2 анализа, применявшиеся в дальнейшем для контроля. На рис. 23 приведены полученные результаты в виде изолиний равных содержаний петрогенных и металлогенных компонентов в пересчете на кислородные отношения (за исключением металлического

⁵ Расчеты производились на машине БЭСМ-2 в вычислительном центре ЛОМИ АН СССР им. Стеклова по программе, составленной М. Д. Белониным.

никеля). Для минимальных и максимальных изолиний нанесены 95%-е доверительные интервалы, которые в большинстве случаев не перекрываются, что свидетельствует о достоверности выявленных тенденций изменения химизма в пределах изученной площади. Результаты двух неиспользованных в расчетах анализов хорошо согласуются с вычисленными теоретическими данными, что является лишним подтверждением достоверности абстрагированных изолиний. Следовательно, полученные данные не противоречат геологической предпосылке. Здесь следует отметить следующие основные моменты:

1. Направление изолиний большинства элементов совпадает с простиранием тектур течения и намечаемой зональностью. Отсюда уточняется характер залегания массива, вытянутого в северо-западном направлении.

2. Интрузия несомненно обладает дифференцированным строением. Дифференциация обусловлена изменением количественных соотношений оливина, пироксенов и плагиоклаза. В геохимическом плане это четко выражено в различном поведении двух антагонистических групп элементов. Из рис. 23 видно постепенное увеличение концентраций Si, Al, Fe^{+2} , Ca и Na к кровле интрузии, а Mg, Ni, Cr, Fe^{+3} — к подошве. Поведение K и Sr отклоняется от общих закономерностей, возможно, это объясняется неравномерным распределением биотита и акцессорного хромита. На основе установленных закономерностей можно предполагать наличие еще более магнезиальных (бесполевошпатовых) ультрабазитов в лежащем боку интрузии, скрытой под наносами.

Петрографические и металлогенические особенности полевошпатовых ультрабазитов рассмотрены выше.

ДРУЗИТЫ ГУБЫ ДОМАШНЕЙ БЕЛОГО МОРЯ

Рассматриваемые основные и ультраосновные образования довольно широко известны в литературе под общим названием друзиты (Федоров, 1904).

В геологическом строении района губы Домашней Белого моря (района д. Поньгома) участвуют метаморфические породы беломорской серии, представленные различными гнейсами и амфиболитами. Они сложно дислоцированы в условиях разноплановой, разновременной складчатости (Стенарь, 1969; Володичев, 1969). Развитие северо-западных, субширотных складок завершилось образованием в их приосевых частях разрывных нарушений, по которым внедрились друзиты основного и ультраосновного состава. Эти интрузии деформированы в условиях субмеридиональной складчатости и прорваны пегматоидными и аплитовидными гранитами (рис. 24).

По размерам, внутреннему строению и составу друзитовые интрузии подразделяются на две группы. Первая объединяет мелкие дайкообразные тела мощностью от 0.2 до 40 м и длиной десятки и первые сотни метров. Они имеют простое внутреннее строение и сложены метабазами — глыбоко измененными породами типа мелкозернистых габбро-диабазов и диабазовых порфиринов. Вторая группа — дайкообразные тела мощностью от 50 до 400 м, некоторые из них прослежены по простиранию более чем на 5 км. В этих интрузиях отмечаются элементы дифференциации, выраженные сменой в разрезах тел, от подошвы к кровле, лерцолитов габбро-норитами, за которыми в наиболее полных разрезах следуют анортозитовые габбро. В эндоконтактах этих тел наблюдаются зоны закалки мощностью до 1—1.5 м, сложенные мелкозернистыми габбро-норитами, частично амфиболизированными. К внешней части зоны закалки часто приурочены,

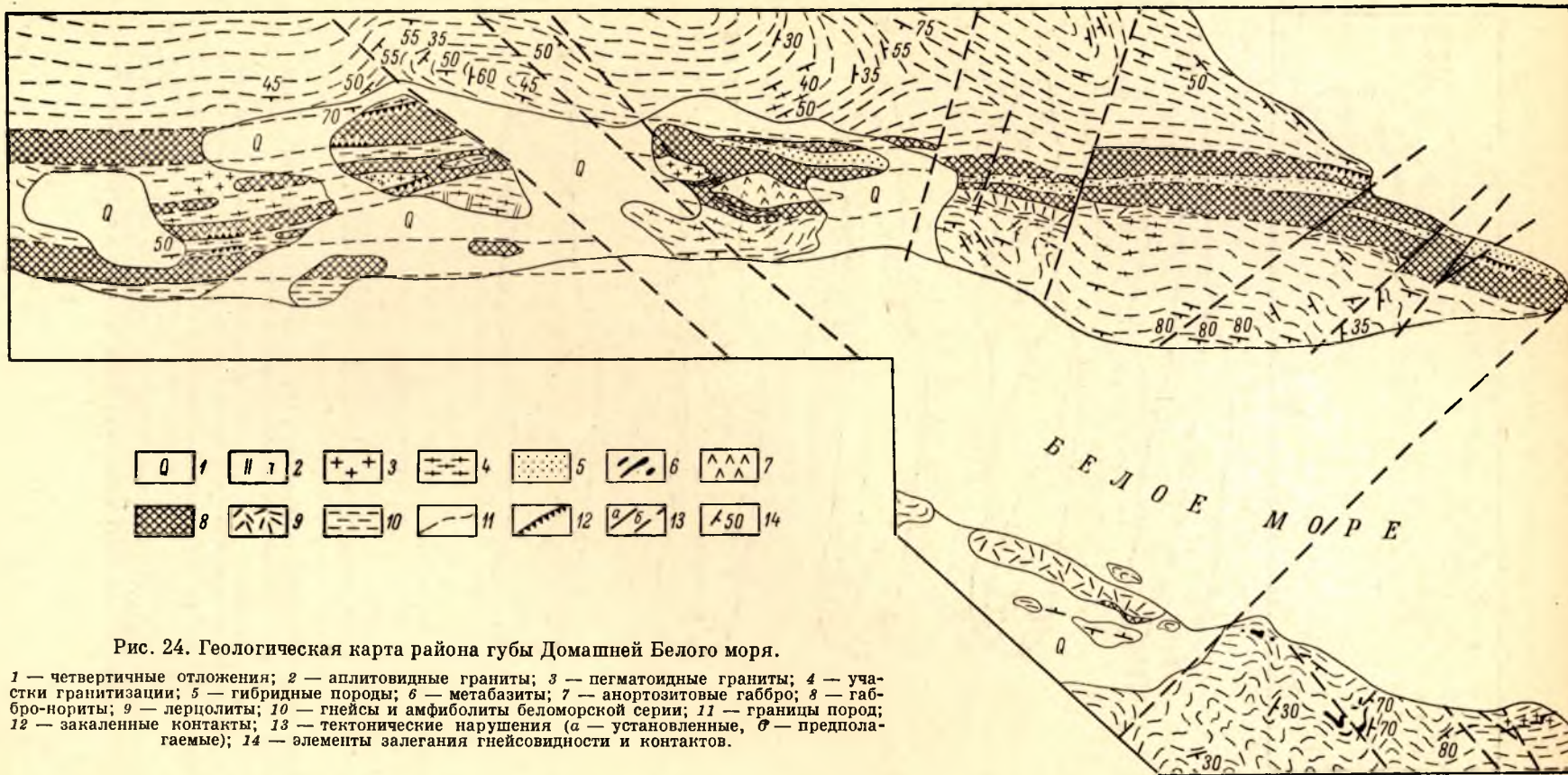


Рис. 24. Геологическая карта района губы Домашней Белого моря.

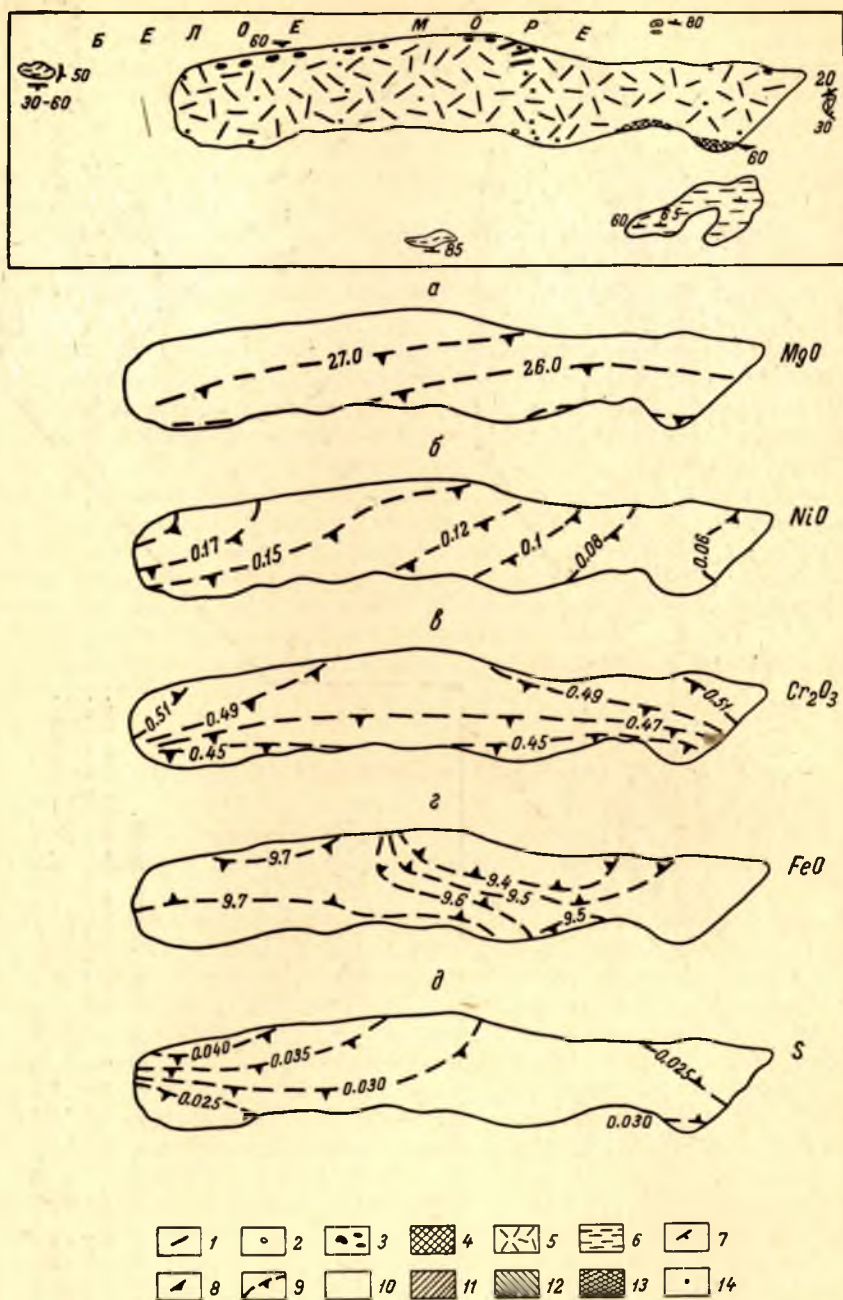


Рис. 25. Характер трендовых поверхностей для основных компонентов Шангостровской интрузии.

а — геологическая карта; б-ж — поверхности трендов распределения химических элементов в перцолитах и габбро-норитах; з — распределения скандия и стронция по данным 80 полуколичественных спектральных анализов. 1 — жилы габбро-пегматитов; 2 — шлировидное тело анортонитового габбро; 3 — зоны шлировидных включений габбро-норитов и габбро-пегматитов в перцолитах; 4 — оливковые габбро-нориты; 5 — перцолиты, плагиоклазовые перцолиты; 6 — породы беломорской серии; 7 — элементы залегания полосчатости; 8 — элементы залегания трахитоидности; 9 — изолинии содержаний окислов (в вес. %); 10 — породы без

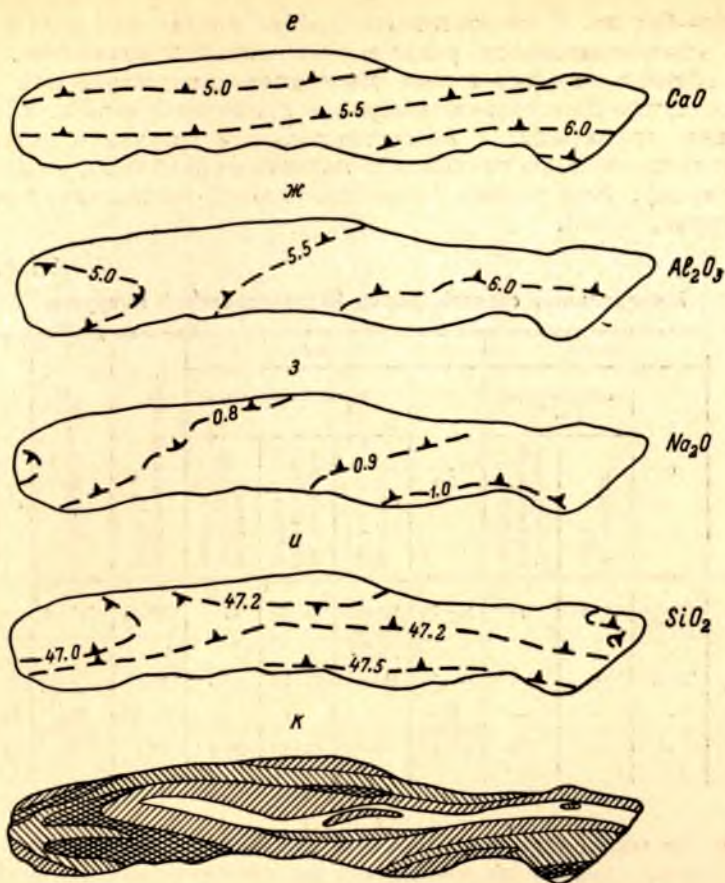


Рис. 25. (продолжение)

скандия и стронция; 11 — породы, содержащие стронций; 12 — породы, содержащие скандий; 13 — породы, содержащие скандий и стронций; 14 — места отбора проб на химический анализ.

как правило, маломощные шпировидные тела среднезернистого лейкократового габбро.

Вопросы петрохимии рассматриваются на примере Шангостровского массива как типичного представителя второй группы друзитов.

Геологическое строение Шангостровского массива отражено на рис. 25. Интрузия сложена преимущественно плагиоклазовыми лерцолитами. Габбро-нориты наблюдаются в виде прерывистой узкой полосы мелких шпир, вытянутой вдоль северного края массива, и в виде более мощных (2—2.5 м) полос, чередующихся с лерцолитами вблизи южного контакта. Судя по ориентировке шпировых скоплений и полос габбро-норита, можно считать, что массив простирается на СЗ $295-300^\circ$ с падением на юго-запад под углом около 60° . С габбро-норитами северной и в меньшей степени южной зон ассоциируют разнообразные по форме мелкие обособления габбро-пегматита. Вблизи предполагаемого висячего контакта интрузии встречены мелкие (0.4 м в максимальном измерении) шпир аноктозитового габбро.

Лерцолиты и габбро-нориты имеют следующий порядок кристаллизации первичных минералов: хромшпинелид—оливин—бронзит—авгит—

плагиоклаз—биотит. В анортозитовых габбро плагиоклаз ряда андезин—лабрадор кристаллизовался раньше моноклинного пироксена. Количественное соотношение первичных минералов шангостровских пород и некоторые данные по составам минералов приводятся в табл. 22. На зернах оливина, граничащих с интерстиционными участками породы, развита двухъярусная кайма реакционно-магматического типа, состоящая до 30% породы. Внутренняя бесцветная кайма — энстатит, внешняя — авгит (Строна, 1929).

Т а б л и ц а 22

Минеральные составы пород Шангостровской интрузии

Породы	Оливин			Бронзит				Моноклинный пироксен, %	Хромшпиннелл, %	Плагиоклаз, %	Биотит, %
	%	содержание Fe, %		%	содержание Fs, %						
		по оптике (2V)	по рентгено-структурным данным		по оптике (2V)	по рентгено-структурным данным	по химическому анализу				
Лерцолиты	16—18 до 30	16—18	19	25—35	Центр 14—16; край 18	10—15	17	10—15	0.5—1	1—5	0.5—3
Габбро-нориты	2—5	—	—	30—35	16—17	18—20	18.7	8—10	—	30—40	1
Анортозитовые габбро	—	—	—	Реликты 30—40	—	—	—	20—25	Ед. зерна	65—70	1
Габбро-пегматит	—	—	—	—	—	12—18	19.8	10	—	35—45	5

Вторичные минералы представлены амфиболом и гранатом, которые развиваются на границе пироксенов и плагиоклаза как во внешних частях друзитовых кайм, так и вокруг отдельных зерен. Большинство исследователей образование их связывает с явлениями метаморфизма (Строна, 1929; Саранчина, 1946; Лебедев, 1955; Шуркин и др., 1962). Степень амфиболизации и гранитизации шангостровских пород небольшая. В незначительной степени проявлена серпентинизация оливина (средние п. п. п. в лерцолитах составляют 1.1%).

Судя по петрографическим данным и химическим анализам монофракций (табл. 22), наблюдается повышение железистости бронзита в ряду лерцолиты—габбро-нориты—габбро-пегматиты, что, по-видимому, свидетельствует о накоплении железа в остаточных продуктах кристаллизации.

Петрохимические особенности Шангостровской интрузии иллюстрируются таблицей химических составов пород (табл. 23). Для рассмотрения места интрузии в эволюционном ряду друзитов использована диаграмма Осборна (рис. 26). На ней поля фигуративных точек шангостровских пород расположены в нижней части общего поля друзитов и вытянуты вдоль оси коэффициента фракционирования в направлении, близком к вариационной линии Скаергарда, что свидетельствует, по Е. Ф. Осборну (1964), о кристаллизации в закрытой системе с сохранением постоянства валового состава. На эту диаграмму нанесены данные по другим интрузиям губы Домашней, а также по некоторым массивам, родственным в геологическом и петрологическом смысле Шангострову и изучающихся нами в других частях Беломорья. Значительное перекрытие полей этих массивов и сближенное положение фигуративных точек пород зон закалки различных тел наряду с геологическими данными свидетельствуют о их комагматич-

Химические составы пород Шангостровского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47.11	49.08	47.38	48.28	51.40	56.32
TiO ₂	0.50	0.61	0.92	0.44	0.61	1.07
Al ₂ O ₃	5.45	12.22	8.28	22.21	9.52	16.33
Fe ₂ O ₃	2.40	2.36	1.65	1.20	1.33	2.47
FeO	9.54	8.02	9.62	5.43	7.12	4.02
MnO	0.17	0.13	0.22	0.10	0.22	0.10
MgO	27.01	15.21	22.17	6.74	19.76	7.17
CaO	5.19	8.53	7.46	10.84	6.58	7.24
Na ₂ O	0.77	2.27	1.10	2.91	1.75	3.50
K ₂ O	0.26	0.55	0.35	0.65	0.55	1.31
P ₂ O ₅	0.056	0.08	0.03	0.12	0.019	0.03
Cr ₂ O ₃	0.49	0.61	0.16	0.50	0.48	0.06
V ₂ O ₅	0.018	0.083	Не обн.	0.024	0.05	Не обн.
CuO	0.007	0.012	0.01	0.005	0.01	0.02
CoO	0.0141	0.008	0.01	0.0043	0.007	0.003
NiO	0.126	0.006	0.11	0.032	0.10	0.03
S	0.029	0.03	0.06	0.07	0.01	0.02
H ₂ O	0.193	0.12	0.10	0.33	0.33	0.21
П. п. п.	1.095	Не обн.	0.64	0.64	0.56	0.23
Сумма	100.08	99.94	100.18	100.51	100.40	100.10

Примечание. 1 — плагиоклазовые перцолиты и перцолиты, среднее по 19 анализам; 2 — крупнозернистый габбро-норит краевой зоны массива, обр. С-182-1, аналитик В. А. Кукина; 3 — меланократовый габбро-норит, обр. С-177-1, аналитик З. Я. Барменкова; 4 — анортзитовое габбро из шпиль, обр. С-183-6, аналитик Т. М. Брагина; 5 — габбро-пегматит, обр. С-186-8, аналитик З. Я. Барменкова; 6 — габбро-пегматит, обр. С-181-9, аналитик З. Я. Барменкова.

ности. Они, как и Шангостровский массив, характеризуются толеитовой (по Осборну) эволюционной тенденцией, которая, судя по рассматриваемой диаграмме, характерна для всей друзитовой серии.

Положение на диаграмме (рис. 25) фигуративных точек зон закалки друзитовых интрузий свидетельствует о близости первичной магмы к оливиновому толеитовому базальту (Nockolds, 1954) и относительно высокой концентрации в ней магния и серы.

В рассматриваемой интрузии наряду с резко выраженной диспропорцией в количественном соотношении дифференциатов лерцолитовая часть представляется по визуальным и петрографическим наблюдениям весьма однородной. Однако данные химических анализов и закономерное распределение в лерцолитах Sr и Sc (рис. 25) свидетельствуют о существенной изменчивости их вкрест простираения массива. Для проверки этой предпосылки с помощью математического аппарата изучались закономерности пространственного распределения в массиве концентраций химических элементов. Для этой цели использованы 19 химических анализов плагиоклазовых лерцолитов и 2 — габбро-норитов, на основе которых построены тренды распределения содержаний окислов в плоскости современного эрозионного среза интрузии. Построение трендовых поверхностей определялось требованием удовлетворения ими уравнения Лапласа. При этом использовались модификации сглаживающей процедуры и программа для ЭВМ «Минск-22», разработанные сотрудником Института геологии Карельского филиала АН СССР Е. М. Романовым. Вследствие линейной вытянутости интрузии и максимальной изменчивости ее состава вкрест простираения для обработки применялась прямоугольная координатная сетка с соотношением сторон 1 : 3. Первое сглаживание осуществлялось с целью получения граничных значений по фактическим данным в точках

опробования, в результате второго сглаживания получены искомые поверхности тренда. На рис. 25 приведены 9 трендов из 17 построенных по отдельным химическим элементам. В дополнение можно отметить следующие примерные аналогии для трендов: NiO; CaO и MnO; Al_2O_3 и TiO_2 ; Na_2O и K_2O ; SiO_2 , S, CuO и P_2O_5 .

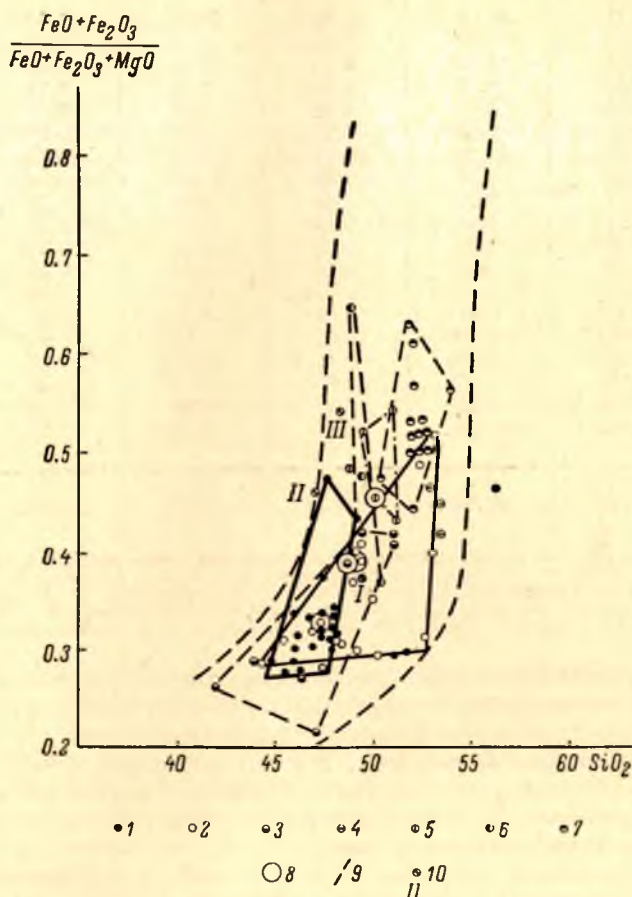


Рис. 26. Диаграмма $FeO + Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3 + MgO - SiO_2$.

1 — породы интрузивов: 1 — Шангостров, 2 — Юдом-Наволон-Кузема, 3 — Моржовый, 4 — Егут, 5 — Северное Каменное, 6 — Амбарный; 7 — метабазиты южного побережья губы Домашней; 8 — зоны закалки; 9 — поле друзитов бедморского комплекса по 130 химическим анализам, в том числе 26 анализов из работ К. А. Шуркина и др. (1962); 10 — средние составы: I — по интрузиям перцолитов-габбро-норитов, перечисленным в пунктах 1—6, II — оливиновый толлитовый базальт по Нокколдсу, III — Скаергард.

Тренды различных химических элементов, построенные в изолиниях равных содержаний (рис. 25), отличаются друг от друга по конфигурации изолиний и направлению изменения содержаний. Наиболее просты поверхности трендов MgO и CaO. Они показывают, что содержания CaO и MgO закономерно изменяются вкост простираания интрузии. Максимальные содержания MgO характерны для северной части тела, минимальные — для южной. В распределении CaO наблюдается обратная направленность. Поверхности тренда отражают значительную устойчивость концентраций по простираанию интрузии. Увязывая характеристики по-

верхностей трендов MgO и CaO с предыдущими выводами, можно констатировать, что закономерность распределения этих элементов отражает черты слабой дифференциации лерцолитовой части массива в направлении с севера на юг и подтверждает геологические выводы относительно формы и положения лежащего контакта интрузии. Этот вывод подтверждается и другими трендами (рис. 25, в, г, з—к). Сходство поверхностей трендов MgO , NiO , CoO , Cr_2O_3 и MnO свидетельствует о примерно одновременном фракционировании этих элементов из расплава. Аналогичным образом, очевидно, связаны Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и K_2O . Поверхности трендов SiO_2 и FeO отражают сравнительно слабые вариации содержаний этих окислов в массиве.

Таким образом, тренд-анализ выявляет закономерную анизотропию интрузии в отношении распределения Mg , Al , Ca , Na , K и малых элементов при относительной стабильности содержаний FeO и SiO_2 , что полностью подтверждает выводы о толеитовом (по Осборну) пути кристаллизации магмы и свидетельствует об определенной дифференцированности лерцолитовой части массива. Сопоставление этого вывода с резким преобладанием лерцолитов над другими типами пород приводит к предположению, что в современном эрозионном срезе наблюдается придонная часть интрузивного тела, сформировавшегося в процессе кристаллизации магмы в условиях закрытой камеры.

Изучение характера взаимоотношений между химическими элементами, участвовавшими в кристаллизационной дифференциации, проводилось с помощью корреляционного анализа. Для этой цели использованы 19 химических анализов лерцолитов, 3 — габбро-норита, 2 — габбро-пегматита и 1 — анортозитового габбро. Таким образом, в корреляцию включены анализы производных магмы, давшей интрузию, в соотношении, которое приближается к наблюдаемому между ними в массиве. Результаты общей (парной) корреляции приводятся в виде схемы (рис. 27), на которой отчетливо выражен антагонизм двух групп элементов, характеризующий процесс дифференциации. С одной стороны, это Mg , Fe^{2+} , Mn , Cr , Ni , а с другой — Si , Ti , Al , Ca и щелочи. Наиболее резко антагонизм выражен между Mg и Al , а также между Mg и Na , что отвечает наиболее резким, по сравнению с другими, колебаниям концентраций Mg и Al в продуктах дифференциации (табл. 22). Кроме того, процессу свойственна положительная связь Mg и Fe и отсутствие значимой линейной корреляции между Al и Si .

Таким образом, основная черта дифференциации — изменение соотношения Mg — Al при относительно небольших колебаниях концентраций SiO_2 и возрастании железистости поздних продуктов кристаллизации. Как некоторый результат реализации этой тенденции может рассматриваться наблюдаемый в Шангостровском массиве парагенез лерцолитов (фракционирование Mg в оливине и ортопироксене) и анортозитового габбро (обогащение остаточного расплава Al и Na).

Для лерцолитов массива характерны повышенные относительно кларков концентрации Cr , Ti , Cu , V (табл. 22). Остальные элементы наиболее часто встречаются в кларковых количествах. Порядок выделения малых элементов из расплава определяется в общих чертах последовательностью фракционирования главных петрогенных элементов. Кристаллизация главных концентраторов Mg — оливина и бронзита сопровождается фракционированием из расплава Ni и Co (оливин), Cr (хромшпинелид, бронзит — 0.55—0.89% Cr_2O_3) и Mn (оливин, бронзит — 0.25% MnO). Характерна концентрация Sc в моноклинном пироксене, что, по-видимому, связано с изоморфизмом Sc — Fe (Смит, 1968). Титан накапливается в относительно поздних продуктах кристаллизации, что подчеркивается аналогией трендов Al и Ti . Главные минералы-концентраторы Ti — ильменит (в габбро-

пегматитах) и биотит. Плагиоклаз является по существу единственным концентратором Sr, Ba, Ga (изоморфизм Ga и Al, Смит, 1968) и Be.

В заключение можно отметить следующие особенности рассмотренных базитов—гипербазитов беломорского комплекса.

1. Анизотропия строения интрузий, выраженная в изменении химического и петрографического составов пород отражает процесс внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, отвечающей толеитовой тенденции Осборна.

2. Сходство составов первичной магмы, однотипность эволюции и продуктов кристаллизации ее сближают описанные интрузии с дифферен-

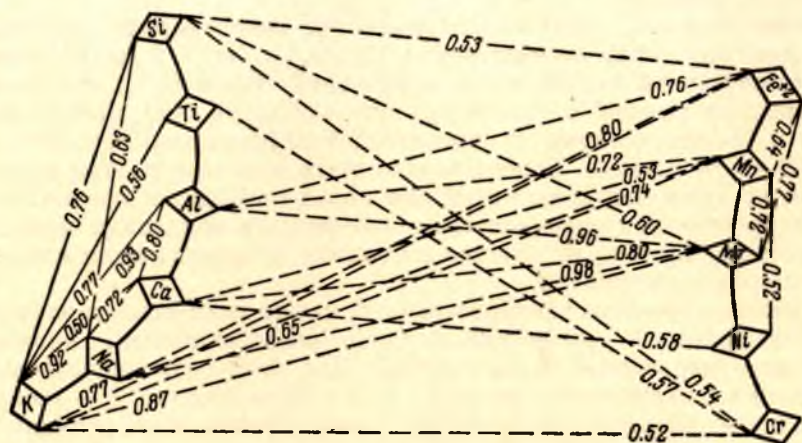


Рис. 27. Схема общей корреляции химических элементов пород Шангостровской интрузии.

Пунктир — отрицательные связи; сплошные линии — положительные.

цированными массивами древних платформ (Кузнецов, 1964). Наиболее существенные черты отличия интрузий друзитовой серии от расслоенных комплексов, по-видимому, имеют фациальный характер и являются следствием образования друзитов в специфичной структурно-тектонической обстановке.

3. Ближайшими петрологическими аналогами беломорских друзитов в Карелии являются, с одной стороны, дифференцированные интрузии Олангской группы (Лавров, 1968), с другой — комплекс пикритобазальтов и габбро-перидотитов Ветреного пояса (Богачев и др., 1968).

4. Установленные черты родства друзитов с дифференцированными интрузивными комплексами требуют коренного пересмотра отношения к вопросу их металлогении. Металлогения этого комплекса, считавшегося ранее стерильным в отношении рудной минерализации, заслуживает серьезного изучения. Этот вывод подтверждается проявлением пентландит-халькопирит-пирротиновой минерализации, выявленной нами в 1969 г. в связи с друзитами губы Домашней.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ

Из изложенного выше материала видно, что дифференцированные интрузии отличаются большим разнообразием геологического положения и внутреннего строения. Сопоставление и предварительный анализ данных по геологии и внутреннему строению этих интрузий позволяют выделить среди них две группы.

Первая группа — дифференцированные расслоенные интрузии, в которых устанавливается постепенный переход между всеми разновидностями (сериями) пород. Нориты и габбро-нориты преобладают в составе интрузий. К этой группе относятся Олангские интрузии (Кивакка, Ципринга и Луккулайсваара), Бураковский массив.

Вторая группа — дифференцированные интрузии, для которых характерен разрыв во времени между сериями пород с различными тенденциями дифференциации (массивы Кивач, Ковдозерский, Гайкола). Для этих массивов намечается генетическое родство с массивами габбро-перидотитовой формации.

Петрохимические особенности дифференцированных интрузий подтверждают выделение двух таких групп интрузий.

Осборн (Osborn, 1959) выделяет два основных пути дифференциации: толеитовый и известково-щелочной. Толеитовый путь имеет тенденцию к обогащению железом при незначительном изменении содержания кремнезема (P_{O_2} переменнo); известково-щелочной (тип Боуэна) — имеет тенденцию к обогащению кремнеземом (P_{O_2} постояннo). Эти две тенденции четко выделяются в этапах формирования габбро-норитовых интрузий. Анализ толеитовой тенденции показал (рис. 28—30), что она подразделяется на две разновидности: первую — когда происходит относительное обогащение железом, обусловленное понижением содержания магния, и вторую — когда происходит абсолютное обогащение железом.

Первую разновидность в последующем будем условно называть толеитовой тенденцией дифференциации, вторую — феннеровской.

Таким образом, в формировании габбро-норитовых интрузий выделяются три этапа: известково-щелочной (тип Боуэна), толеитовый и феннеровский (рис. 28—30).

На четверной диаграмме $FeO+Fe_2O_3-MgO-CaO+Na_2O+K_2O-SiO_2+Al_2O_3$ (рис. 29, 30) каждая тенденция дифференциации имеет свои параметры по содержанию данных групп элементов. Известково-щелочная стадия протекает при значениях: $MgO-55-25$, $CaO+Na_2O+K_2O-2-10$, $SiO_2+Al_2O_3-37-52$, $FeO+Fe_2O_3-11-6\%$; толеитовая серия: $MgO-7-3$, $CaO+Na_2O+K_2O-10-18$, $SiO_2+Al_2O_3-52-68$, $FeO+$

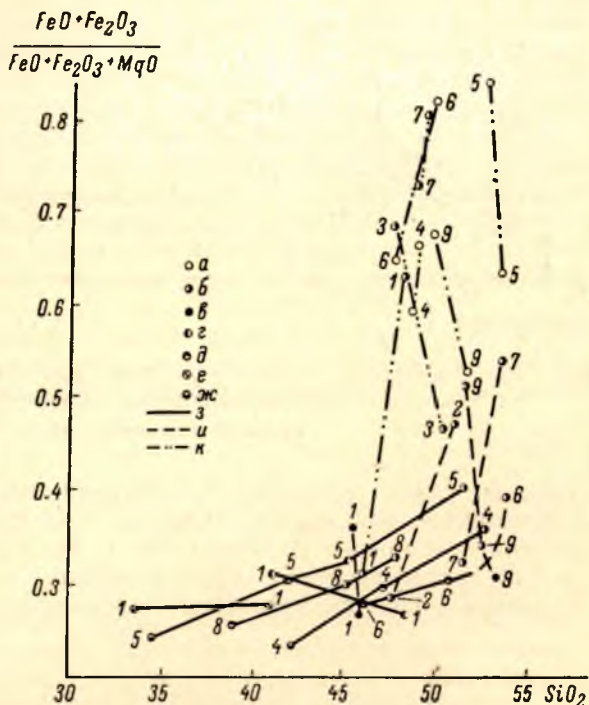


Рис. 28. Диаграмма $FeO+Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO)-SiO_2$ для дифференцированных интрузий.

a — габбро и габбро-диабазы; б — габбро-нориты; в — нориты; г — пироксениты; д — лерцолиты; е — гарцбургиты; ж — оливиниты; з — известково-щелочной тип дифференциации; и — толеитовый тип дифференциации; к — феннеровский тип дифференциации. Массивы (цифры на карте): 1 — Кивакка, 2 — Луккулайсваара, 3 — Ципринга, 4 — Ковдозерский, 5 — Гайкола, 6 — Кивач, 7 — Бураковский, 8 — Колозерский, 9 — Панских высот.

+Fe₂O₃ — 7—3%; феннеровская серия: MgO — 14—4, CaO+Na₂O + K₂O — 14—18, SiO₂+Al₂O₃ — 72—62, FeO+Fe₂O₃ — 6—14%.

Петрохимические особенности первой группы дифференцированных интрузий. Известково-щелочная серия выделяется только в массиве Кивакка, где она пред-

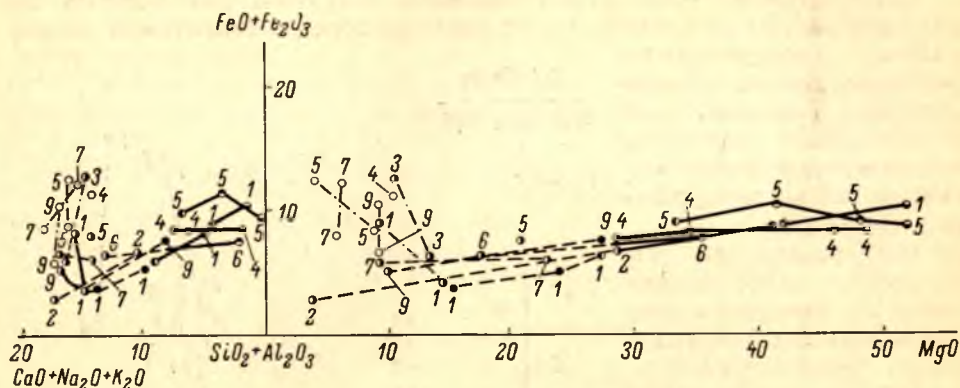


Рис. 29. Диаграмма (FeO+Fe₂O₃)—MgO—(CaO+Na₂O+K₂O)—(SiO₂+Al₂O₃), для дифференцированных интрузий (вес. %).

Условные обозначения см. на рис. 28,

ставлена рядом оливинит—гарцбургит—пироксенит. Петрохимической особенностью оливинитов является ассоциация высокомагнезиального оливина с основным плагиоклазом и пироксеном.

Для сингенетической серии оливинит—гарцбургит—пироксенит увеличение содержания кремнезема сопровождается одновременным умень-

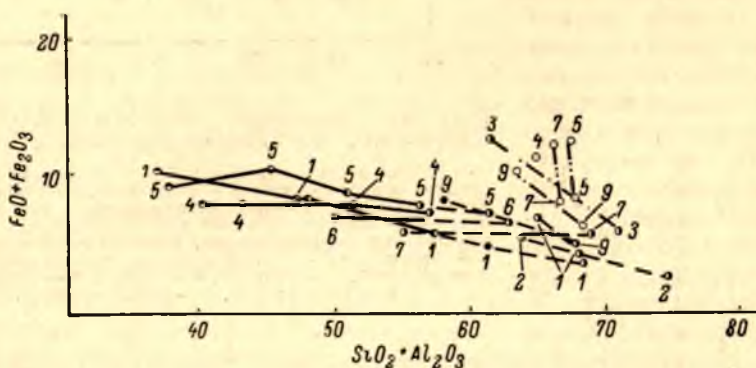


Рис. 30. Диаграмма (FeO+Fe₂O₃)—(SiO₂+Al₂O₃) (часть диаграммы (FeO+Fe₂O₃)—MgO—(CaO+Na₂O+K₂O)—(SiO₂+Al₂O₃)) для дифференцированных интрузий (вес. %).

Условные обозначения см. на рис. 28.

шением содержаний магния и железа при увеличении содержаний кальция, натрия, калия и алюминия. Величина коэффициента фракционирования остается постоянной (рис. 28).

Толеитовые серии представлены норитами (массив Кивакка) и габбро-норитами (массивы Луккулайсвара, Бураково). В этих сериях, как уже упоминалось выше, незначительное увеличение содержаний кремнезема сопровождается резким увеличением значений коэффициента фракциони-

рования, обусловленным уменьшением содержаний магния при незначительном уменьшении железа. Содержание суммы сильных оснований возрастает. Примечательно, что в этой серии относительное приращение $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ остается таким же, как и в предшествующей известково-щелочной серии, что обусловлено возрастающей ролью глинозема.

Серии с феннеровской тенденцией представлены габбро-норитами массивов Кивакки и Ципринги. Абсолютное увеличение железа в них происходит при меньших, чем в предыдущих сериях, колебаниях суммы сильных оснований и магния. Намечается тенденция к уменьшению содержаний $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, что свойственно сингенетическим сериям с агпайтовым порядком кристаллизации (Богачев и др., 1963), ведущей к развитию от лейкократовых разностей к более меланократовым и от нерудных к магнетитсодержащим породам.

Таким образом, для данной группы дифференцированных интрузий характерно то, что ультраосновные породы дают серию с известково-щелочной тенденцией дифференциации, а габбро-нориты — с толеитовой и феннеровской тенденциями дифференциации. Любопытно, что друзитовая серия Беломорья (стр. 94) относится к данной группе дифференцированных интрузий.

Каждой стадии формирования расслоенных массивов соответствует своя ассоциация рудных минералов: известково-щелочной — хромит и магнетит; толеитовой — сульфиды, магнетит; феннеровской — магнетит, титаномагнетит и ильменит.

Петрохимические особенности второй группы дифференцированных интрузий. В этой группе начальные серии имеют известково-щелочную тенденцию дифференциации, поздние — феннеровскую. Серии с толеитовой тенденцией не устанавливаются.

Известково-щелочные серии образуют ряд оливинит—лерцолит—пироксенит—габбро-норит (массивы Кивач, Гайколя, Ковдозеро, Колозеро). Для оливинитов также характерна ассоциация магнезиальный оливин—основной плагиоклаз—пироксен.

Принципиальной петрохимической особенностью данной группы дифференцированных массивов, отличающей ее от первой группы, является то, что габброидные породы (габбро-нориты) входят в состав известково-щелочной, а не толеитовой серии.

В серии оливинит—лерцолит—габбро-норит увеличение содержаний кремнезема происходит при постоянстве содержаний железа, уменьшении содержаний магния и увеличении количеств суммы сильных оснований и алюминия (рис. 28—30). В этой серии увеличение содержаний кремнезема сопровождается увеличением коэффициента фракционирования.

Петрохимические особенности серии оливинит—лерцолит—габбро-норит идентичны серии оливинит—верлит габбро-перидотитовых комплексов Хаутаваары и Ветреного пояса, что свидетельствует о возможности генетического родства второй группы дифференцированных габбро-норитовых интрузий с габбро-перидотитовыми комплексами.

В серии оливинит—лерцолит—габбро-норит в ультраосновных разностях присутствует хромит и магнетит; в габброидных — никелевая сульфидная ассоциация (пирротин, халькопирит, пентландит).

Выводы

Одним из самых дискуссионных вопросов основного—ультраосновного магматизма докембрия является проблема дифференцированных интрузий, которая имеет не только чисто теоретическое, но и прикладное

значение, поскольку именно с ними связаны сульфидные медно-никелевые рудопроявления на территории Карелии (Олангская группа интрузий), месторождения Финляндии (Häkli, 1963), Швеции (Gripp, 1961), а также хромитовые руды Северной Финляндии (Veltheim, 1962).

1. Рассмотренные интрузивы представлены крупными (от десятка до сотен квадратных километров) изолированными телами изометрической формы, располагающимися в жесткой глыбе беломорид, антиклинальных поднятиях карелид, центральных частях синклинальных прогибов и пересечениях близмеридиональных глубинных разломов. Массивы в той или иной степени дифференцированы (от оливинитов до габбро-норитов и габбро-пегматитов). Преобладают габбро-нориты.

2. Проявление анизотропии внутреннего строения и наличие в отдельных интрузивах четко выраженной стратификации, закономерная смена различных сингенетических серий, реакционные взаимоотношения, а также присутствие в отдельных случаях тонкозернистых приконтактных зон свидетельствуют о формировании изученной группы массивов в камерных условиях при ведущей роли гравитационно-кристаллизационной дифференциации.

3. По своим геолого-структурным и петрохимическим особенностям среди дифференцированных массивов в первом приближении выделяются две группы.

К первой группе относятся дифференцированные массивы с постепенными, без существенного разрыва во времени, переходами между сериями с различными направлениями дифференциации. Ультраосновные составляющие массивов образуют известково-щелочную серию (оливинит—гарцбургит—пироксенит); основные составляющие — толеитовую и феннеровскую серии. К этой же группе следует отнести и друзиты Беломорья.

Вторая группа представлена дифференцированными интрузиями с существенным разрывом во времени между начальными известково-щелочными сериями и поздними феннеровскими сериями.

Известково-щелочные серии, включающие в себя и габброидные породы (оливиниты—лерцолиты—габбро-нориты), идентичные сериям оливинит—верлит габбро-перидотитовых комплексов Хаутоваары и Ветреного пояса. Для данной группы дифференцированных интрузий намечается генетическое родство с комплексами габбро-перидотитового формационного типа.

4. В связи с приведенными данными вопрос о формационной принадлежности интрузий первой группы требует дальнейшего изучения, в частности, о правомочности и возможности выделения самостоятельной формации дифференцированных габбровых и габбро-норитовых интрузий древних платформ (по Ю. А. Кузнецову).

5. Изменение концентраций никеля и хрома подчиняется общеизвестным закономерностям, присущим продуктам кристаллизационной дифференциации: повышение кислотности ведет к уменьшению содержаний никеля силикатного и хрома валового и появлению сингенетического сульфидного никеля.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ МЕТАМОРФИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВ И ГЕНЕЗИСА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

АЛЛОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОДУКТЫ АПОВЕРЛИТОВЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО ФОРМАЦИОННОГО ТИПА СИНКЛИНОРИЯ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

С массивами серпентинитов связаны довольно разнообразные аллометаморфические образования: серпентин-пироксеновые породы и пироксениты, хлорит-тремолитовые и серпентин-тремолитовые разновидности и родингиты. Мы рассмотрим геолого-геохимические особенности наиболее распространенных и наиболее изученных, преимущественно эндоконтактных хлорит-тремолитовых пород.

Во всех без исключения случаях и независимо от состава вмещающих пород и степени серпентинизации ультрабазитов приконтактные зоны интрузий сложены сланцеватыми или массивными тремолитизированными серпентинитами или хлорит-тремолитовыми породами. Мощность эндоконтактных зон по простиранию не выдержана и изменяется от нескольких метров до 40—50 м в участках максимального рассланцевания; наиболее мелкие массивы серпентинитов нередко полностью замещаются хлорит-тремолитовым материалом. Последний в единичных случаях иногда отмечается во внутренних зонах рассланцевания интрузивных тел.

Макроскопически эти породы резко отличаются от серпентинитов светло-зеленым цветом, нередко более крупнозернистым строением вплоть до порфиробластических амфиболитов.

Зональный характер строения эндоконтактных зон обусловлен приуроченностью тремолитового материала к внутренним, а хлорит-тремолитового — к внешним приконтактовым участкам.

Эта закономерность была подмечена еще Н. В. Альбовым (1939 г.) и В. С. Трофимовым (1940). В серпентинитах вначале появляется тонкоигльчатый агрегат тремолита вокруг остатков оливина или серпентиновых псевдоморфоз по нему, затем степень амфиболизации увеличивается, захватывая реликты клинопироксенов и серпентиновую массу, появляется хлорит. Состав амфибола довольно устойчив в различных массивах ($cNg=13-17^\circ$, $-2V=76-78^\circ$, $Ng-Np=0.020-0.024$). Хлорит, по данным термограмм и сравнения их с эталонными данными (Иванова, 1949, 1966; Montoya, Baur, 1963), относится к магнезиально-железистым разновидностям пеннин-клинохлоритовой подгруппы с присущим им четко выраженным эндоэффектом в интервале $600-700^\circ$. Кроме того, в эндоконтактных разностях присутствует сфен, цоизит и апатит; содержание магнетита и хромита по сравнению с серпентинитами резко уменьшается, иногда они почти полностью исчезают.

Для выяснения геохимических особенностей приконтактного метаморфизма серпентинитов и поведения никеля и хрома в этих условиях

проводилось сравнительное изучение вещественного состава серпентинитов и их аллометаморфических эквивалентов на целом ряде массивов. Некоторые из этих данных приведены на рис. 31. Анализируя эти данные, можно отметить более высокие концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO и щелочей в хлорит-тремолитовых породах, MgO , FeO , Cr_2O_3 и Ni — в серпентинитах.

Как видно из рис. 31, одни и те же особенности химизма присущи как кровельным, так и подошвенным эндоконтактным зонам независимо от состава вмещающих пород. Это может свидетельствовать о вторичной природе хлорит-тремолитовых образований и единой направленности процесса метаморфизма.

Т а б л и ц а 24

Средние значения и величина количественного различия Δ
для сравниваемых выборок

Количество проб	Si	Ti	Al	Fe ⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
Хлорит-тремолитовые породы										
36	$\frac{43.48}{0.2853}$	$\frac{0.49}{0.0024}$	$\frac{6.69}{0.0519}$	$\frac{2.42}{0.0131}$	$\frac{9.03}{0.0492}$	$\frac{0.24}{0.0011}$	$\frac{23.7}{0.2333}$	$\frac{5.80}{0.0446}$	$\frac{0.15}{0.0020}$	$\frac{0.17}{0.0012}$
Аповерлитовые серпентиниты										
39	$\frac{39.12}{0.2656}$	$\frac{0.36}{0.0020}$	$\frac{4.16}{0.0357}$	$\frac{5.31}{0.0241}$	$\frac{7.13}{0.0389}$	$\frac{0.20}{0.0011}$	$\frac{31.01}{0.3072}$	$\frac{2.83}{0.0201}$	$\frac{0.13}{0.0026}$	$\frac{0.10}{0.0009}$
Величина Δ										
29	3.14	0.51	1.45	1.25	1.61	0.04	2.27	2.09	0.019	0.012

П р и м е ч а н и е. В числителе — средние значения в весовых процентах, в знаменателе — средние значения в кислородных отношениях.

На рис. 31 нами приведены только некоторые и наиболее полные данные по химизму в каждом конкретном случае. Поэтому для более объективной оценки и выявления общих геохимических особенностей серпентинитов и их аллометаморфических продуктов на количественной основе был использован дополнительный фактический материал для обеих разновидностей из одних и тех же недифференцированных интрузий. Причем серпентиниты (29 образцов) исследовались преимущественно из центральных частей массива, а хлорит-тремолитовые образования (39 образцов) — в основном из эндоконтактных зон. Сравнение этих выборок (табл. 24) проводилось с использованием линейных дискриминантных функций (рис. 32), критерия T^2 и коэффициента количественного различия Δ (Демина, Калинин, 1967). Установлено, что эти выборки образуют две различные по химизму группы, хотя составы их и сближены, судя по малой величине критерия Махаланобиса ($\alpha=7.95$) и наличию области перекрытия составов по данным дискриминантного анализа (рис. 32). Эмпирическое значение для $T^2=132.2$, а вычисленное критическое на 1%-м уровне для F -распределения с 10 и 57 степенями свободы равно 30.1, т. е. согласно Т. Андерсону (1963), удовлетворяется неравенство векторов средних значений. Эти данные наряду с результатами дискриминантного анализа свидетельствуют о различии химизма сравниваемых разновидностей пород.

Наличие области перекрытия составов и малая величина критерия Махаланобиса могут быть обусловлены существенной разницей в концен-

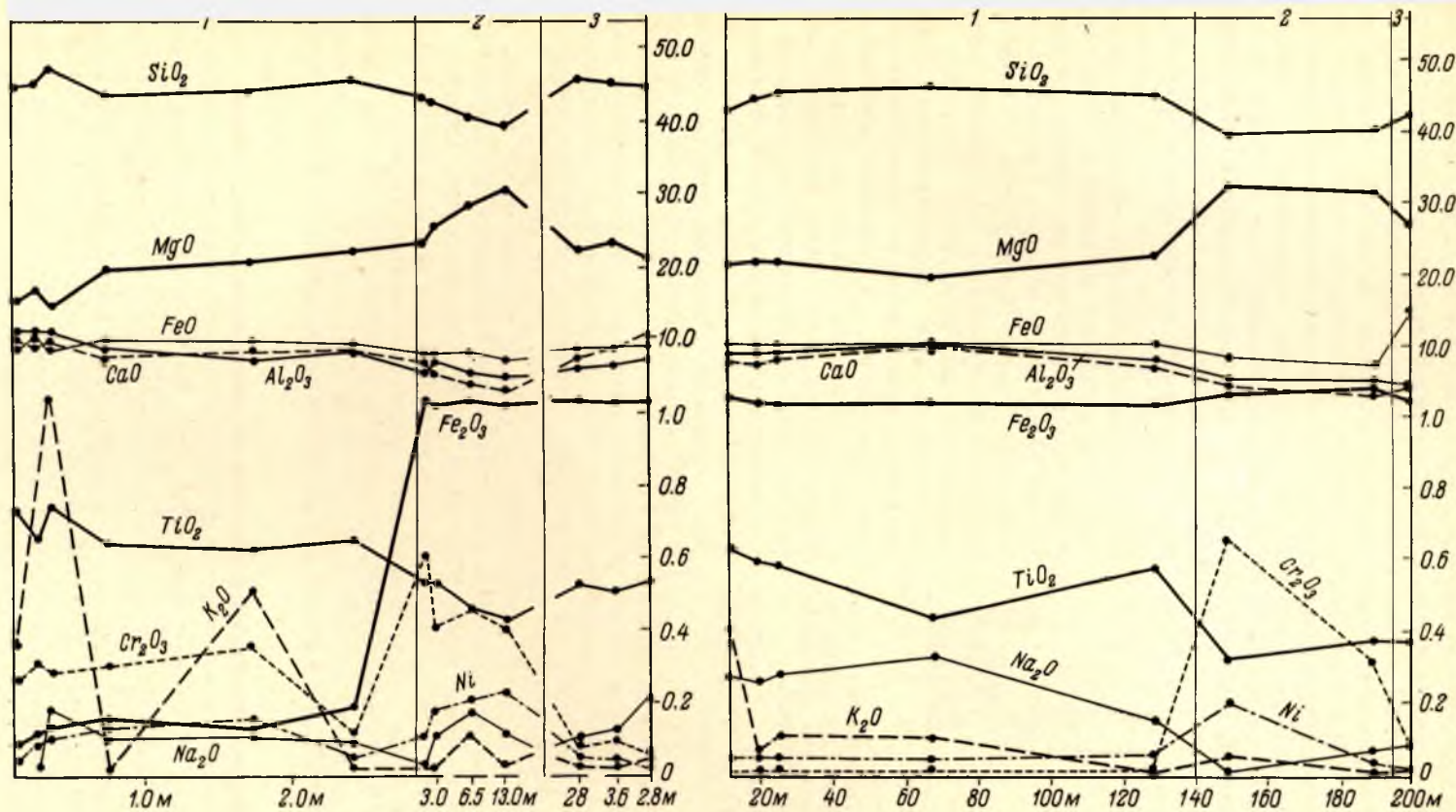


Рис. 31. Характер изменения вещественного состава (вес. %) в эндоконтактных зонах интрузий.

1 — хлорит-тремолитовые породы лежащего контакта; 2 — серпентиниты центральных частей интрузий; 3 — хлорит-тремолитовые породы висячего контакта. На горизонтальной оси (левый рисунок) показано расстояние от контактов; на правом — только для лежащего бока.

трациях большинства компонентов в 10-мерном пространстве признаков и отсутствием таковой для остального меньшинства. Детали этого различия четко проявляются при вычислении величины количественного различия (табл. 24). Здесь же, кроме средних значений кислородных отношений, приведены также средние значения в весовых процентах. Как легко убедиться, аповерлитовые серпентиниты отличаются более высокими концентрациями Mg и Fe^{+3} , а в хлорит-тремолитовых разновидностях, наоборот, наблюдается повышение содержаний (в порядке убывания) Si , Ca , Fe^{+2} , Al , Ti и в меньшей степени Na и K . Точно так же эти группы пород отличаются друг от друга по содержанию металлоген-

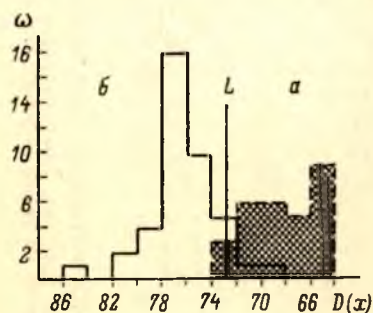


Рис. 32. Гистограммы значений линейной дискриминантной функции для сравниваемых выборок.

a — серпентиниты; $б$ — хлорит-тремолитовые породы; ω — количество образцов; L — пороговое значение.

ных компонентов, серы и фосфора (табл. 25, рис. 33). Данные, приведенные в табл. 25, и гистограммы на рис. 33 свидетельствуют об уменьшении концентраций никеля, хрома, серы и увеличении фосфора в хлорит-тремолитовых породах при постоянстве концентраций кобальта и ванадия в обеих разновидностях пород. При этом хром в аллометаморфических продуктах отличается двухвершинным распределением (рис. 33), не характерным для серпентинитов. Левый максимум смещен резко в сторону минимальных содержаний, а правый — совпадает с серпентинитами. Анализ этого распределения показал, что левый максимум представлен наиболее тремолитизированными и хлоритизированными разновидностями пород, почти лишенными магнетита и хромита. Так что подобная закономерность связана с последующим метаморфизмом серпентинитов и, возможно, различным поведением силикатной и окисной форм хрома. Несомненно также различие сравниваемых разновидностей пород по концентрации микроэлементов. Полуколичественные спектральные анализы указывают на значительно большую частоту встречаемости в хлорит-тремолитовых породах Be , Sc , Ga , Zn , Zr , Sr (рис. 34).

Помимо различий в вещественном составе сравниваемые породы обладают также неодинаковой интенсивностью геохимических связей. Как установлено нами ранее (Слюсарев, 1970), определитель матрицы общих коэффициентов корреляции может использоваться в качестве показателя силы связи между признаками многокомпонентной системы в целом. Согласно Г. Крамеру (1948), определитель характеризует объем единичного эллипсоида, соответствующего функции распределения компонент породы, и изменяется от 0 до 1. Если связи между признаками отсутствуют,

Т а б л и ц а 25

Средние содержания металлогенных компонентов, серы, фосфора

Порода	$Ni_{общ}$	$Ni_{связк}$	$Ni_{сульф}$	S	Co	Cr_2O_3	V_2O_5	P_2O_5
Аповерлитовые серпентиниты . . .	$\frac{0.15}{77}$	$\frac{0.13}{51}$	$\frac{0.009}{52}$	$\frac{0.04}{65}$	$\frac{0.014}{70}$	$\frac{0.56}{73}$	$\frac{0.03}{45}$	$\frac{0.07}{57}$
Хлорит-тремолитовые породы . . .	$\frac{0.08}{36}$	$\frac{0.07}{27}$	$\frac{0.008}{27}$	$\frac{0.009}{33}$	$\frac{0.015}{36}$	$\frac{0.30}{36}$	$\frac{0.03}{35}$	$\frac{0.09}{36}$

П р и м е ч а н и е. В числителе — средние значения, в знаменателе — количество проб.

то определитель равен 1, в случае функциональной зависимости определитель будет равен нулю. Следовательно, промежуточные значения будут отражать ту или иную интенсивность связей в многокомпонентной системе. С увеличением численного значения определителя будет нарастать и сила связей. Это иллюстрируется табл. 26, где приведены определители для ультрабазитов с различной степенью и интенсивностью метаморфических преобразований, включая серпентиниты гибербазитового комп-

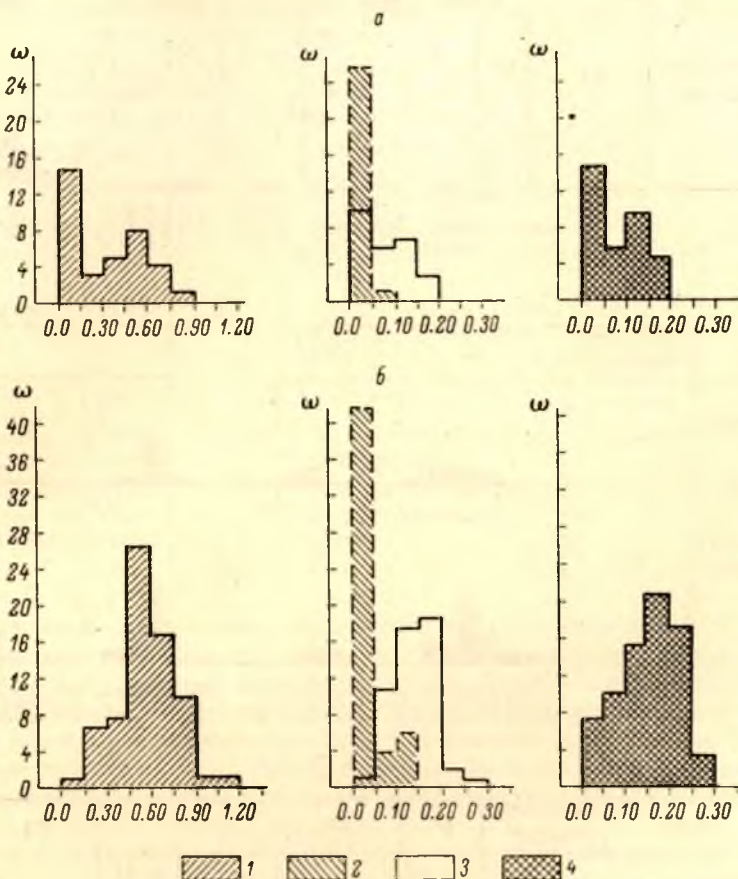


Рис. 33. Гистограммы никеля и хрома для хлорит-тремолитовых пород (а) и аповерлитовых серпентинитов (б).

1 — трехокись хрома; 2 — никель сульфидный; 3 — никель силикатный; 4 — никель валовой; ω — количество образцов.

лекса этого же района. Для сравнения приведены также некоторые результаты по Аллареченскому району Кольского полуострова, любезно предоставленные автору В. И. Кочевым-Первуховым.

Как можно убедиться, с увеличением степени метаморфизма растет величина определителя, а следовательно, идет ослабление связей. Очевидно, в случае изохимического метаморфизма интенсивность связей в породе должна бы остаться неизменной, например, плагиоклазовые металерцолиты и аповерлитовые серпентиниты, поскольку мы оперируем вещественным составом. Следовательно, метаморфическое преобразование серпентинитов идет с существенным изменением химизма с суммированием первичных и вторичных связей. Это общее ослабление связей отражено

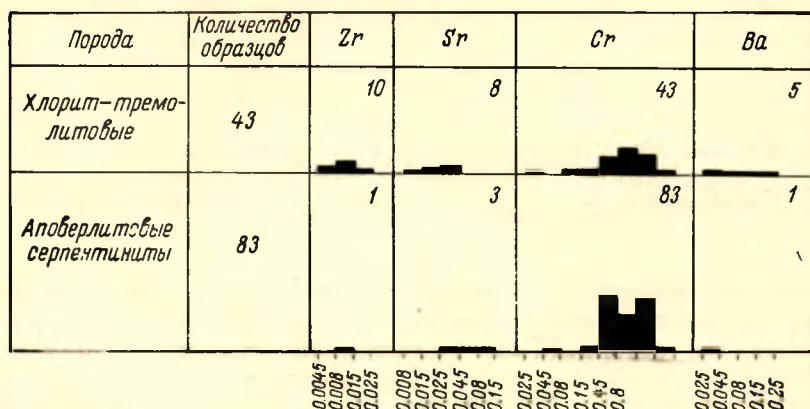
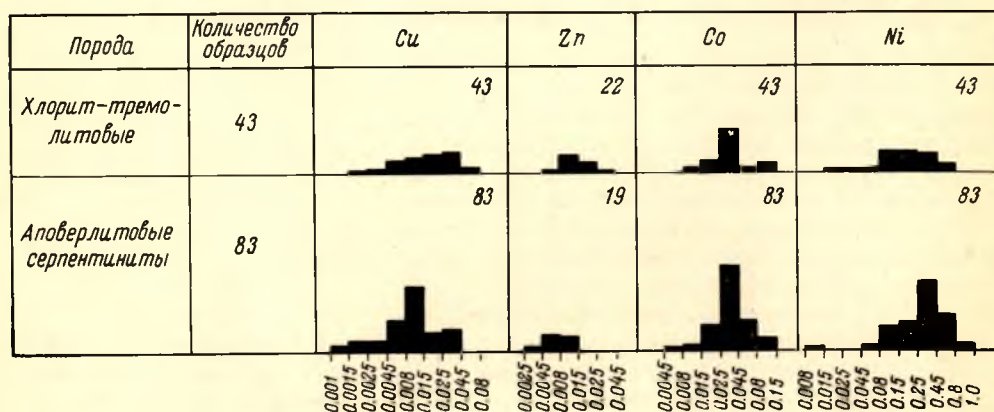
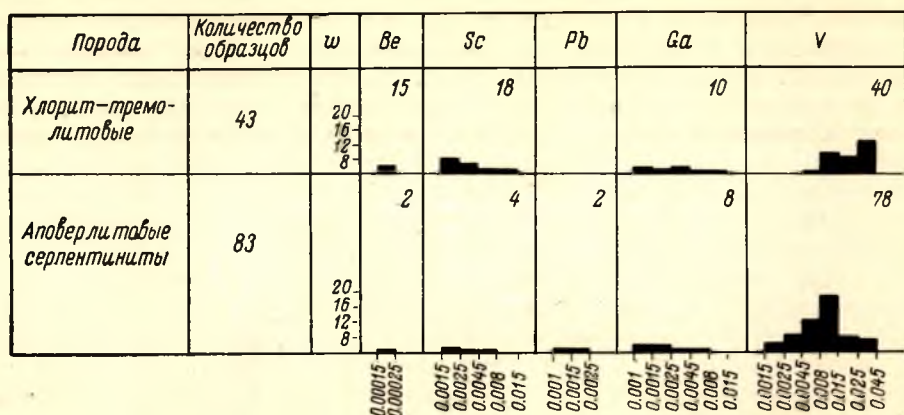


Рис. 34. Характер встречаемости малых и редких элементов в серпентинитах и их аллометаморфических продуктах.

Цифры в правом верхнем углу над гистограммами — количество проб, в которых данный элемент встречен; ω — частота встречаемости.

Определители матриц общих коэффициентов корреляции

Порода	Количество проб	Характер метаморфизма	Район	Величина определителя
Плагноклазовые металерцолиты	42	Слабая автометаморфическая лизардит-хризотиловая серпентинизация	Ветренный пояс	$143 \cdot 10^{-7}$
Аповерлитовые серпентиниты с реликтами оливина и пироксена	74	Автометаморфическая лизардит-хризотиловая серпентинизация	То же	$157 \cdot 10^{-7}$
Хлорит-тремолитовые породы	37	Аллометаморфическое преобразование аповерлитовых серпентинитов	» »	$1136 \cdot 10^{-7}$
Серпентиниты гипербазитового комплекса		Аллометаморфическая антигоритовая серпентинизация	» »	$13241 \cdot 10^{-7}$
Оливиниты и гарцбургиты	28	Слабая автометаморфическая серпентинизация	Кольский полуостров Аллареченский район	$63 \cdot 10^{-7}$
Серпентиниты по оливинитам и гарцбургитам	32	Аллометаморфическая серпентинизация	То же	$1810 \cdot 10^{-7}$
Серпентин-актинолитовые породы по оливинитам и гарцбургитам	20	Аллометаморфическое преобразование серпентинитов	» »	$20800 \cdot 10^{-7}$

и в величинах множественных коэффициентов корреляции (табл. 27, в скобках незначимые коэффициенты) на 5%-м уровне значимости. Серпентиниты в целом отличаются большими величинами коэффициентов, т. е. концентрации каждого из большинства компонентов в хлорит-тремолитовых породах в значительно меньшей степени зависят от содержания остальных по сравнению с серпентинитами. Поэтому можно предполагать, что содержание ряда компонентов в хлорит-тремолитовых породах обус-

Таблица 27

Сводные коэффициенты корреляции и дисперсии

Кислородные отношения	Серпентиниты		Хлорит-тремолитовые породы	
	R	σ^2	R	σ^2
Si/O	0.97	$125 \cdot 10^{-6}$	0.85	$129 \cdot 10^{-6}$
Ti/O	0.77	$211 \cdot 10^{-9}$	0.84	$435 \cdot 10^{-9}$
Al/O	0.94	$116 \cdot 10^{-6}$	0.90	$207 \cdot 10^{-6}$
Fe ⁺³ /O	0.95	$116 \cdot 10^{-6}$	0.65	$104 \cdot 10^{-6}$
Fe ⁺² /O	0.87	$1188 \cdot 10^{-7}$	0.95	$547 \cdot 10^{-7}$
Mn/O	0.56	$237 \cdot 10^{-6}$	0.73	$244 \cdot 10^{-6}$
Mg/O	0.99	$174 \cdot 10^{-6}$	0.95	$240 \cdot 10^{-5}$
Ca/O	0.95	$179 \cdot 10^{-6}$	0.93	$320 \cdot 10^{-6}$
Na/O	0.73	$795 \cdot 10^{-8}$	0.76	$1024 \cdot 10^{-8}$
K/O	0.64	$64 \cdot 10^{-8}$	0.76	$729 \cdot 10^{-5}$
Cr/O	0.74	$144 \cdot 10^{-8}$	0.88	$169 \cdot 10^{-8}$
Ni	0.74	$449 \cdot 10^{-8}$	0.87	$299 \cdot 10^{-5}$
S	(0.36)		0.42	

ловлено вторичными процессами. Если сравнить величины дисперсий, приведенных в той же таблице (использовался критерий Фишера, 5%-й уровень значимости), то оказывается, что в хлорит-тремолитовых породах Ti, Mg, Al, Ca и K характеризуются большим разбросом концентраций по сравнению с серпентинитами, а в последних это присуще Ni и Fe⁺². Очевидно, это следует связывать с различной степенью подвижности и перераспределения этих элементов в процессе гидротермального метаморфизма. Следовательно, серпентиниты и хлорит-тремолитовые породы отличаются не только внешним количественным соотношением основных компонентов породы, но и внутренним геохимическим. И в этом смысле эндоконтактные образования являются качественно новой многокомпонентной системой.

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ СМЫСЛЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ НИКЕЛЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА

Для Аллареченского района А. И. Богачевым и В. И. Кочневым-Первуховым (1965, 1968) разработаны петрохимические критерии разбраковки гипербазитовых интрузий на потенциально никеленосные, т. е. продуктивные в отношении выявления медно-никелевых месторождений, и потенциально неникеленосные, т. е. безрудные.

Петрохимические критерии для никеленосных интрузивов, определяемые по полным химическим анализам пород, следующие:

$$\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}} < 3.3, \quad \frac{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}} \geq 0.4, \quad \frac{\text{O}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} < 30,$$

$$\frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}} > 0.22, \quad \text{Ti} > \text{Cr}.$$

Исходным материалом для разработки петрохимических критериев послужил 31 анализ пород рудных и безрудных массивов, представляющих либо неизмененные гипербазиты, либо их серпентинизированные аналоги. В большинстве случаев для анализов отбирались породы, содержащие не более 0.1—0.3% никеля, связанного преимущественно в силикатах.

Таким образом, критерии приемлемы для разбраковки интрузий независимо от присутствия или отсутствия в них сульфидного оруденения.

Согласно представлениям А. И. Богачева и В. И. Кочнева-Первухова, причины различия химизма рудных и безрудных гипербазитов заключаются в специфике первичного состава внедряющихся ультраосновных магм, что предопределяло потенциальную возможность образования сингенетических медно-никелевых руд.

Вместе с тем имеющиеся по району материалы дают основание считать, что рудные и безрудные интрузии отличаются друг от друга главным образом не по химизму неизмененных магматических пород, а по степени метаморфизма. Маломощные тела гипербазитов, с которыми связаны медно-никелевые руды, характеризуются интенсивной амфиболизацией и флогопитизацией, в то время как безрудные интрузии участка Копос и других изменены слабо. Установлено, что в пределах единой интрузии участка Акким чередуются горизонты пород, для которых рассчитанные петрохимические критерии соответствуют телам как безрудного, так и рудного типа. В разновидностях пород, по химизму отвечающих рудному типу, наблюдается повышенное количество вторичных минералов.

Указанные факты позволяют предложить гипотезу о зависимости величин петрохимических критериев никеленосности гипербазитов от степени их метаморфизма.

В основу исследований по проверке этой гипотезы положен принцип сопоставления количественно-минералогического состава пород рудоносных и безрудных интрузий с их химизмом.

В качестве эталонов для опробования выбраны тела гипербазитов, которые, согласно выводам предыдущих исследователей (Богачев, Кочнев-Первухов, 1965), являются типичными представителями трех главных известных в районе групп интрузивов: мало измененных безрудных тел (участок Копос); несколько более метаморфизованных тел с бедным сульфидным медно-никелевым оруденением (участок Акким); интенсивно метаморфизованных тел с богатыми медно-никелевыми рудами (участок Алларечка). В каждой интрузии от подошвы до кровли отбирались серии проб, характеризующие все разновидности ее разреза.

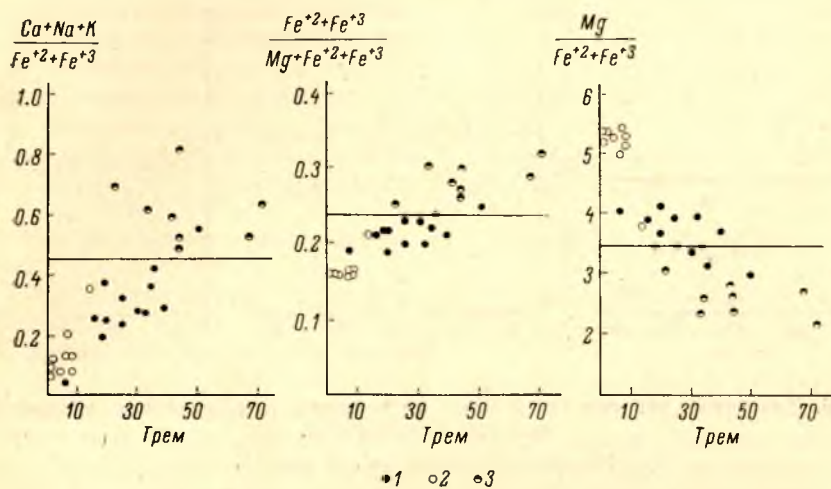


Рис. 35. Диаграмма зависимости величин петрохимических критериев от содержания тремолита.

1 — пробы интрузивов: Акким, 2 — Аллареченский, 3 — Копос.

Все пробы подвергались полному химическому анализу, в шлифах на интеграционном столике производились количественные подсчеты их состава. Всего отобрано 33 пробы, в том числе по интрузии Копос — 8, Акким — 15, Аллареческой — 10. Кроме того, использованы данные по двум пробам Аллареченского массива (данные Н. А. Корнилова, 1962 г.).

Пробы характеризуют не только наиболее типичные для района тела гипербазитов, но и практически все разновидности их по составу: от слабо измененных пород до метаморфизованных в различной степени — серпентинизированных, хлоритизированных, тремолитизированных и флогопитизированных. Для всех проб рассчитаны три петрохимических критерия никеленосности, предложенные А. И. Богачевым:⁶

$$\frac{Ca + Na + K}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}}, \quad \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}}, \quad \frac{Mg}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}.$$

Данные по химизму, минеральному составу, петрохимическим критериям нанесены на диаграммы (рис. 35, 36). Для оценки зависимости петрохимических критериев от минерального состава по оси ординат диаграмм откладывались значения критерия, по оси абсцисс — содержания минерала. На тех же диаграммах горизонтальными линиями показаны вели-

⁶ Для отдельных проб учтены содержания валового железа.

чины петрохимических критериев, разделяющие «рудоносные» и безрудные интрузивы по А. И. Богачеву и В. И. Кочневу-Первухову.

Анализ составленных диаграмм свидетельствует, что по значениям петрохимических критериев никеленосные тела гипербазитов достаточно уверенно отделяются от неникеленосных. Все пробы измененных гипербазитов Аллареченской интрузии попадают на диаграммах в разряд никеленосных. Пробы из горизонтов метагипербазитов массива Акким с бедным вкрапленным оруденением также ложатся в поле никеленосных пород или в переходную зону между никеленосными и неникеленосными.

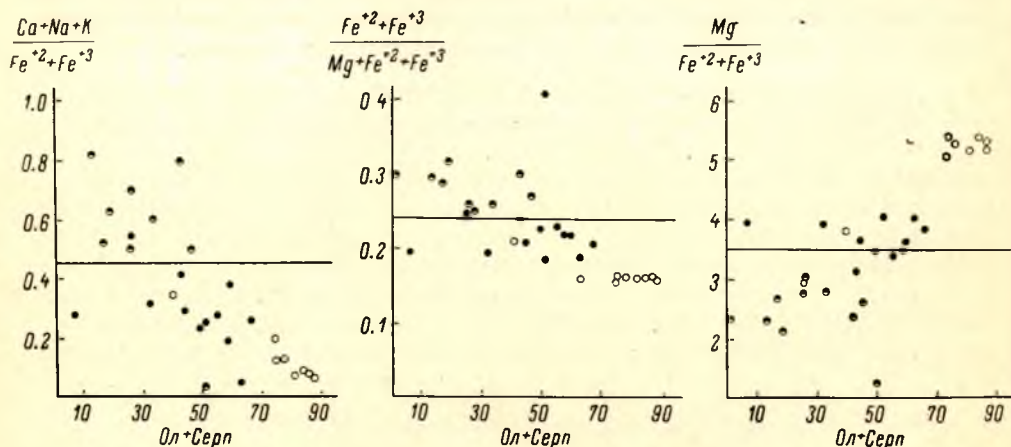


Рис. 36. Диаграммы зависимости величин петрохимических критериев от содержаний оливина и серпентина.

Условные обозначения см. на рис. 35.

Рассмотрение диаграмм показывает также четкую положительную связь содержания тремолита с критериями

$$\frac{Ca + Na + K}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}, \quad \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}}$$

и отрицательную связь с критерием

$$\frac{Mg}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}.$$

Отрицательная связь устанавливается также между величинами критериев, присущих никеленосным гипербазитам, и суммарным содержанием оливина и серпентина. Рассчитанные коэффициенты корреляции между величинами петрохимических критериев и содержанием тремолита и суммы оливина и серпентина приведены в табл. 28.

Для никеленосных интрузий по сравнению с неникеленосными типичны в большинстве случаев содержания тремолита более 30—40%, суммы оливина и серпентина менее 40—50%.

Величины петрохимических критериев, судя по составленным, но не приведенным в тексте диаграммам, не зависят от содержаний гиперстена, флогопита, хлорита и талька. Таким образом, наиболее информативными минералами для оценки никеленосности оказываются тремолит, серпентин и оливин.

Нельзя не обратить внимание на следующую особенность состава интрузий, вытекающую из рассмотрения диаграмм. Наиболее кучно на них ложатся точки проб слабометаморфизованной безрудной интрузии Ко-

пос, отличающейся наименьшим содержанием тремолита и постоянством состава. Далее по мере роста количества тремолита и уменьшения содержания оливина и серпентина располагается поле точек интрузии гипербазитов Акким, несущей бедное сульфидное медно-никелевое оруденение. Вследствие увеличения степени метаморфизма пробам, отобранным из данного тела, присуща большая дисперсия минерального состава. Наконец, для пород Аллареченской интрузии с богатым сульфидным медно-никелевым оруденением, фигуративные точки которой также ложатся в обособленное поле, характерно не только увеличение содержания тремолита, но и еще большая дисперсия минерального состава.

Следовательно, потенциальная продуктивность интрузии в отношении нахождения залежей сульфидных медно-никелевых руд находится в прямой зависимости от степени их тремолитизации, которая является необходимым условием для формирования сульфидных медно-никелевых руд.

Таким образом, можно констатировать.

1. Петрохимические критерии, предложенные А. И. Богачевым и В. И. Кочневым-Первуховым, позволяют достаточно надежно расчленять потенциально никеленосные метабазиты от неникеленосных.

Однако надо иметь в виду, что отнесение интрузии в разряд неникеленосных по петрохимическим критериям, рассчитанным по породам, отобранным в одном разрезе, не всегда позволяет объективно судить об ее перспективности. Перспективными могут оказаться пересекающие гипербазиты зоны смятия или фланги интрузивных тел.

2. Величины петрохимических критериев зависят от содержания в метабазитах вторичного тремолита и суммарного количества оливина и серпентина. Для никеленосных гипербазитов характерно повышенное содержание тремолита и уменьшение количества оливина и серпентина, т. е. более высокая степень метаморфизма.

3. Для определения потенциальной никеленосности метабазитов нет необходимости проводить в большом объеме дорогостоящие полные химические анализы, достаточно ограничиться количественным исследованием их минерального состава.

4. В свете изложенных данных, гипотеза об определяющем влиянии на продуктивность интрузий первичного состава магм, требует дополнительной проверки.

КОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ АЛЛАРЕЧЕНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

Описанию геологии, структуры, особенностей вещественного и химического состава гипербазитов и руд Аллареченских месторождений посвящен целый ряд работ (Корнилов, 1962, 1963; Богачев и др., 1966; Кочнев-Первухов, 1968; Яковлев, Яковлева, 1967; Богачев, Горелов, 1968; Горбунов, 1968). Большинство исследователей связывает образование рудных концентраций (имеются в виду эпигенетические руды, представляющие основную промышленную ценность) с процессами метамор-

Т а б л и ц а 28

**Коэффициенты корреляции между
петрохимическими критериями
и минеральным составом гипербазитов**

	Тремолит	Оливин + серпентин
$\frac{Ca + Na + K}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	+0.86	-0.76
$\frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	+0.75	-0.43
$\frac{Mg}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	-0.83	+0.95

П р и м е ч а н и е. Количество наблюдений — 33. 95%-й уровень значимости при $r > 0.34$; 99%-й уровень значимости при $r > 0.44$.

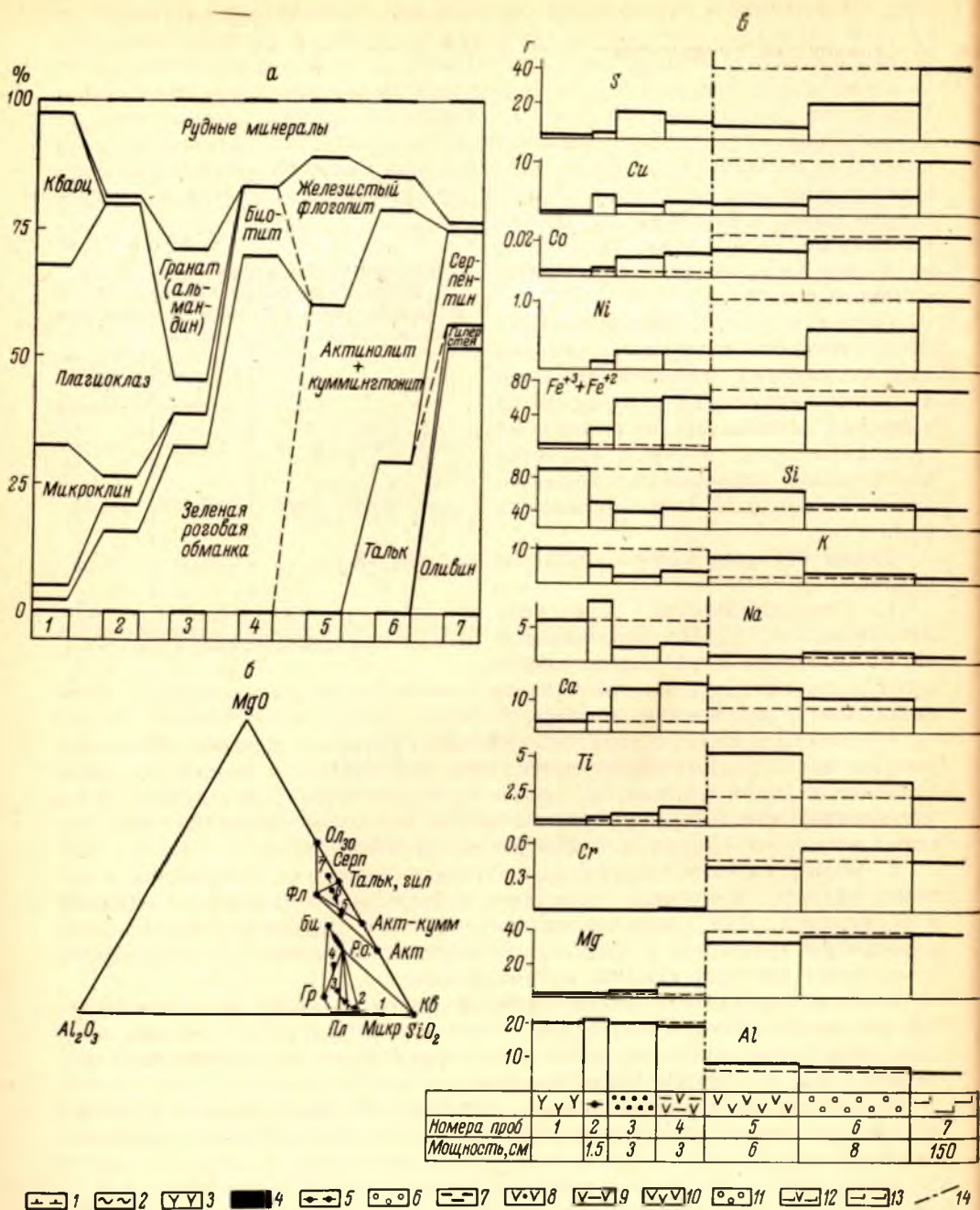


Рис. 37. Контактная серия гипербазит—гранит плагиомикроклиновый. Аллареченский рудник, профиль XI, горизонт 120.

а — минеральный состав исходных и метасоматических пород; **б** — парагенетические ассоциации исследованных пород на треугольнике $Al_2O_3-MgO-SiO_2$; **в** — диаграммы баланса компонентов контактовой серии; пунктир — уровень содержаний компонентов в исходных породах. 1 — амфиболит полевошпатовый; 2 — гнейс биотитовый; 3 — гранит плагиомикроклиновый; 4 — жильная сульфидная руда; 5 — плагиоклазит; 6 — роговообманково-гранатовая порода; 7 — биотитовый сланец; 8 — амфиболовая порода с гранатом; 9 — роговообманковая порода; 10 — флогопитовый актинолитит; 11 — тальк-флогопит-актинолитовая порода; 12 — серпентинит с актинолитом; 13 — серпентинизированный гарцбургит; 14 — линия контакта.

физма первичных гипербазитов. Установлено, что наиболее богатые рудопроявления пространственно приурочены к небольшим интрузивам, подвергшимся относительно глубокому метаморфизму. Естественно, что изучение процессов метаморфизма и выделение конкретных минеральных ассоциаций, сопутствующих рудам, является наиболее актуальным.

Здесь мы рассматриваем вопрос об изменениях гипербазитов Аллареченского месторождения у непосредственных границ ультраосновного массива. Изучены зоны контактов ультраосновных пород с биотитовыми гнейсами, полевошпатовыми амфиболитами, жилами плагиомикроклиновых гранитов и сульфидных руд, где особенно четко проявлена эндо- и экзоконтактная метасоматическая зональность. Ширина изученных зон не превышает 2—3 м. Они детально охарактеризованы химическими анализами и количественно-минералогическими подсчетами в шлифах: произведен расчет баланса привноса—выноса компонентов.

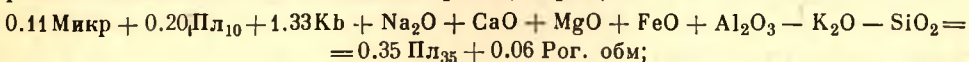
Контакты гипербазитов с жилами плагиомикроклинового гранита. Исследованы контактовые изменения у жилы плагиомикроклинового гранита, пересекающей гипербазиты с сульфидной вкрапленностью. Мощность жилы 0.5 м. Контактная реакционная серия между гранитом и гипербазитом состоит из следующих зон (рис. 37): 1) собственно гранит; 2) роговообманковый плагиоклазит мощностью 1.5 см; 3) роговообманково-гранатовая порода мощностью 3 см; 4) роговообманковая порода мощностью 3 см; 5) тальк-флогопит-актинолитовая порода мощностью 8 см; 6) флогопит-актинолитовая порода мощностью 6 см; 7) серпентинизированный гарцбургит. Контакты между зонами четкие, резкие. Постепенные переходы устанавливаются только на границе зон 6 и 7.

Зоны 2, 3 и 4, представленные амфиболсодержащими породами, возникли за счет гранитов. В роговообманковых плагиоклазитах зоны 2 наблюдаются реликтовые минеральные ассоциации первичных гранитов: кварц, альбит, микроклин, устанавливается также замещение кислого плагиоклаза более основным. В зоне 3 обнаруживается еще более основной плагиоклаз, появляются порфиробласты граната с включением неизмененного полевого шпата. В роговообманковой основной массе зоны 4 отмечаются реликты граната и псевдоморфозы по нему биотита. Указанные факты свидетельствуют об образовании зон 2, 3 и 4 в результате преобразования гранитов с постепенным разрастанием одной зоны за счет предыдущей в строгой последовательности.

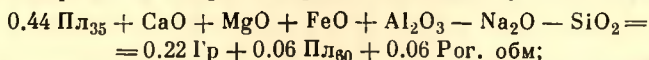
Зоны 4 и 5, состоящие из тальк-флогопит-актинолитовых пород, повсеместно содержат реликтовые зерна оливина, гиперстена, серпентина, что говорит об их первичной гипербазитовой природе.

Количественно-минералогический состав пород каждой зоны по подсчетам в шлифах представлен на рис. 37. Там же показаны результаты расчета баланса привноса—выноса компонентов, произведенные на основе полных химических анализов штучных проб, отобранных в каждой зоне. Расчеты выполнены с помощью атомно-объемного метода (Казицин, Рудник, 1968). На основе данных о составе и содержании минералов в породе (табл. 29, рис. 37) произведен расчет схематических реакций, характеризующих образование метасоматической зональности:

роговообманковый плагиоклазит по граниту (пр. 2) —



роговообманково-гранатовая порода по роговообманковому плагиоклазиту (пр. 3) —



биотит-роговообманковый сланец по роговообманково-гранатовой породе (пр. 4) —
 $0.22 \text{ Гр} + 0.06 \text{ Пл}_{60} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 =$
 $= 0.02 \text{ Би} + 0.14 \text{ Рог. обм};$

талек-флогопит-амфиболовая порода по гипербазиту (пр. 6) —

$0.16 \text{ Ол}_{30} + 0.06 \text{ Гип} + 0.17 \text{ Серп} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{FeO} =$
 $= 0.22 \text{ Талек} + 0.17 \text{ Акт} + 0.02 \text{ Фл};$

флогопитовый актинолитит по талек-флогопит-амфиболовой породе (пр. 5) —

$0.22 \text{ Талек} + 0.17 \text{ Акт-кумм} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO} =$
 $= 0.22 \text{ Акт} + 0.08 \text{ Фл}.$

Изообъемные формулы пород контактовой серии следующие:

- 1 — $\text{Si}_{193}\text{Al}_{46}\text{Fe}_{12}^{+3}\text{Fe}_{12}^{+2}\text{Mg}_2\text{Ca}_5\text{Na}_{19}\text{K}_{18}\text{Mn}_{0.08}\text{Cr}_0\text{Ti}_{0.2}\text{Ni}_0\text{Cu}_0 [\text{O}_{478}(\text{OH})_{10}\text{S}_{0.4}]_{482},$
- 2 — $\text{Si}_{107}\text{Al}_{47}\text{Fe}_{12}^{+3}\text{Fe}_{14}^{+2}\text{Mg}_3\text{Ca}_8\text{Na}_{23}\text{K}_7\text{Mn}_{0.07}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.7}\text{Ni}_{1.0}\text{Cu}_{3.5} [\text{O}_{328}(\text{OH})_{34}\text{S}_4]_{383},$
- 3 — $\text{Si}_{88}\text{Al}_{45}\text{Fe}_{17}^{+3}\text{Fe}_{45}^{+2}\text{Mg}_9\text{Ca}_{19}\text{Na}_5\text{K}_3\text{Mn}_{0.22}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.9}\text{Ni}_{2.5}\text{Cu}_{1.6} [\text{O}_{308}(\text{OH})_{21}\text{S}_{29}]_{358},$
- 4 — $\text{Si}_{92}\text{Al}_{44}\text{Fe}_{19}^{+3}\text{Fe}_{44}^{+2}\text{Mg}_{20}\text{Ca}_{21}\text{Na}_8\text{K}_5\text{Mn}_{0.32}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{1.8}\text{Ni}_{2.5}\text{Cu}_{2.2} [\text{O}_{354}(\text{OH})_{21}\text{S}_{16}]_{391},$
- 5 — $\text{Si}_{142}\text{Al}_{19}\text{Fe}_{13}^{+3}\text{Fe}_{40}^{+2}\text{Mg}_{10}\text{Ca}_{20}\text{Na}_2\text{K}_{12}\text{Mn}_{0.40}\text{Cr}_{0.45}\text{Ti}_{6.8}\text{Ni}_{2.5}\text{Cu}_{1.7} [\text{O}_{465}(\text{OH})_{41}\text{S}_{14}]_{520},$
- 6 — $\text{Si}_{101}\text{Al}_{16}\text{Fe}_{33}^{+3}\text{Fe}_{28}^{+2}\text{Mg}_{89}\text{Ca}_{15}\text{Na}_3\text{K}_4\text{Mn}_{0.38}\text{Cr}_{0.88}\text{Ti}_{3.9}\text{Ni}_{6.3}\text{Cu}_{3.1} [\text{O}_{349}(\text{OH})_{80}\text{S}_{40}]_{469},$
- 7 — $\text{Si}_{98}\text{Al}_{14}\text{Fe}_{43}^{+3}\text{Fe}_{35}^{+2}\text{Mg}_{94}\text{Ca}_{10}\text{Na}_2\text{K}_4\text{Mn}_{0.33}\text{Cr}_{0.53}\text{Ti}_{2.8}\text{Ni}_{9.6}\text{Cu}_{10} [\text{O}_{351}(\text{OH})_{37}\text{S}_{80}]_{488}.$

Анализ полученных данных позволяет заключить, что в преобразовании исходного гранита намечается направленность процесса, проявляющаяся в непрекращающемся и возрастающем от зоны к зоне привносе Mg и Fe, обогащении гранитов Ca и Al и выносе из них K, Na и SiO_2 . Замещение же гипербазита происходит при привносе Ca, Al, Na, K, SiO_2 и воды и выносе Mg и Fe. Иными словами, образование контактовой зоны происходит при встречной миграции Si, K, Na (гранит—гипербазит) и Mg, Fe (гипербазит—гранит). Эта схема в принципе соответствует биметасоматическому реакционному процессу взаимного обмена компонентами между недосыщенными SiO_2 и богатыми основаниями гипербазитами, с одной стороны, и пересыщенными кремнеземом и бедными железом и магнием гранитоидами, с другой. Таким образом, наличие высоких градиентов концентрации кремнезема, магния, железа в области контакта неравновесных гипербазитов и гранитоидов является необходимой предпосылкой формирования метасоматической зональности.

Контакты гипербазитов с гнейсоподобными породами. Характер зональности у контакта гипербазит—гнейс в целом подобен вышеописанному разрезу и отличается лишь отсутствием плагиоклазитов. Обычно реакционная серия состоит из следующих зон: гнейс—гранат-роговообманковая или гранат-биотитовая, или гранат-кварцевая порода—биотит-роговообманковая порода—флогопитовый актинолитит (нередко с тальком)—амфиболовый серпентинит—гипербазит. В зависимости от состава гнейсов меняется ширина и состав зон — мощность зоны с гранатом уменьшается по мере увеличения содержания в гнейсах амфибола, и в контактах с чисто амфиболовыми гнейсами эта зона чаще всего отсутствует совсем, сменяясь биотитовым сланцем с единичными зернами граната. От состава вмещающих пород зависит и общая мощность реакционной серии — в контактах с биотитовыми гнейсами она достигает максимума (60—80 см) и снижается до 15—20 см на контакте с амфиболовыми разновидностями.

Детально изучен контакт гипербазитов с биотитовыми гнейсами. В контакте устанавливаются следующие зоны с резкими границами (рис. 38): 1) биотитовый гнейс; 2) роговообманковая порода мощностью 8 см; 3) роговообманково-гранатовая порода мощностью 3 см; 4) талек-

Минерал	Формулы минералов	Мол. вес, г	Уд. вес, г/см ³	Источник
Микроклин	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	557	2.57	Теоретический состав (Бетехтин, 1950)
Альбит	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	524	2.61	То же
Анортит	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	278	2.76	» »
Кварц	SiO_2	60	2.65	» »
Роговая обманка вмещающих	$0.6Na_2O \cdot 3.7CaO \cdot 4.5MgO \cdot 4.0FeO \cdot 2.2Al_2O_3 \cdot 7.3SiO_2$	1716	3.35	» »
Роговая обманка, энзоконтакт	$0.5Na_2O \cdot 1.6CaO \cdot 2.9MgO \cdot 2.3FeO \cdot 1.2Al_2O_3 \cdot 6.8SiO_2$	916	3.25	Яковлев, Яковлева, 1967
Роговая обманка, эндоконтакт	$0.2Na_2O \cdot 2.0CaO \cdot 2.2MgO \cdot 2.3FeO \cdot 1.0Al_2O_3 \cdot 7SiO_2$	919	3.20	То же
Актинолит	$2CaO \cdot 2FeO \cdot 3MgO \cdot 8SiO_2$	856	3.10	» »
Актинолит-куммингтонит	$1.4CaO \cdot 2.3FeO \cdot 3.3MgO \cdot 8SiO_2$	856	3.12	» »
Оливин № 30	$1.4MgO \cdot 0.6FeO \cdot SiO_2$	159	3.55	» »
Гиперстен	$1.2MgO \cdot 0.8FeO \cdot 2SiO_2$	225	3.54	» »
Тальк	$3MgO \cdot 4SiO_2$	379	2.78	Теоретический состав по (Бетехтин, 1950)
Антигорит	$3MgO \cdot 2SiO_2$	277	2.56	То же
Fe-флогопит	$K_2O \cdot FeO \cdot 5MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	860	2.83	
Биотит	$K_2O \cdot 2.8FeO \cdot 3.2MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	894	3.08	По Н. А. Корнилову (1962 г.)
Гранат	$2.0FeO \cdot 0.7CaO \cdot 0.3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$	477	4.06	То же

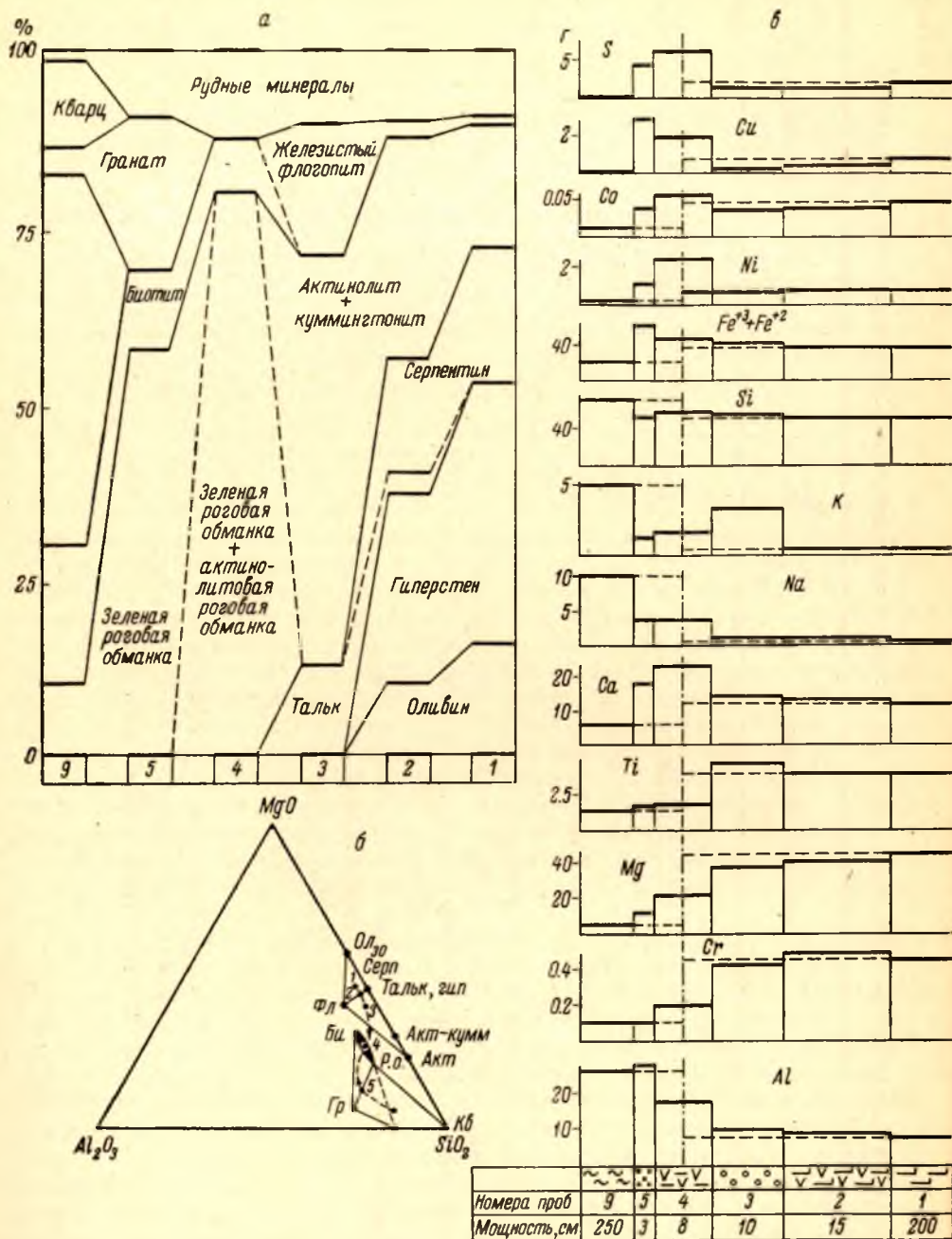


Рис. 38. Контактная серия гипербазит—биотитовый гнейс. Аллареченский рудник, профиль VI, горизонт 140.

Условные обозначения см. на рис. 37.

флогопит-актинолитовая порода мощностью 10 см; 5) интенсивно актинолитизированный гарцбургит мощностью 15 см; 6) серпентинизированный гарцбургит с актинолитом.

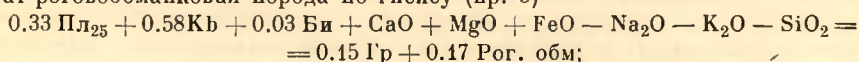
Гранат-роговообманковые породы зоны 2 возникают за счет гнейсов. В них наблюдается исчезновение кварца, замещение биотита роговой обманкой, в основной массе развиваются футлярообразные и венцовые порфиробласты граната с включениями шпата.

Зона 3, сложенная в основном роговой обманкой, расчленяется на две подзоны: внешнюю, со стороны биотитового гнейса, и внутреннюю, со стороны гипербазита. Во внешней подзоне, состоящей из биотита и обыкновенной роговой обманки зеленого и темно-зеленого цвета, нередко обнаруживаются зерна корродированного граната и серицитизированного полевого шпата. Наблюдается замещение граната зеленой роговой обманкой, разрастающейся в стороны от трещин. Все это свидетельствует об образовании роговообманковых пород внешней подзоны в результате интенсивного изменения гнейсов. Внутренняя подзона сложена флогопитом и актинолитом ($Ng=1.653$, $Np=1.630$ $cNg=22^\circ$), среди которых присутствуют реликты гиперстена и оливина, сохранившиеся от первичных гипербазитов. Граница между подзонами резкая, но обнаруживается только в шлифах (рис. 38).

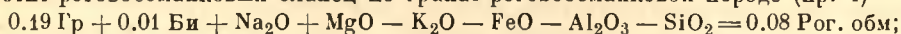
Апогипербазитовая природа зон 4 и 5, в которых наблюдаются агрегаты оливина, гиперстена и серпентина, по которым разливается актинолит, не вызывает сомнения. В экзоконтактовой, реже в эндоконтактовой, зоне наблюдается густая сеть сульфидных прожилков. Они приурочены к наложенным трещинам и относятся к более поздним образованиям по сравнению с контактовыми изменениями, поэтому надо иметь в виду, что при расчете баланса привноса—выноса вещества по данным химанализов мы получаем суммарное содержание Ni, Cu, Cg, S и отчасти Fe, что затешевывает истинную картину миграции компонентов в ранний период контактовых изменений.

По данным табл. 29 и рис. 38 рассчитаны схематические реакции, характеризующие образования метасоматической зоны:

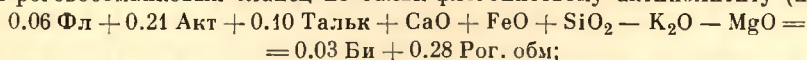
гранат-роговообманковая порода по гнейсу (пр. 5) —



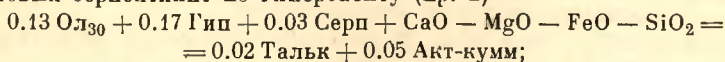
биотит-роговообманковый сланец по гранат-роговообманковой породе (пр. 4) —



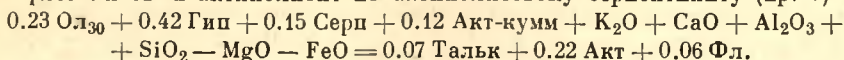
биотит-роговообманковый сланец по тальк-флогопитовому актинолититу (пр. 4) —



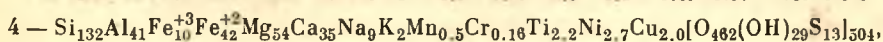
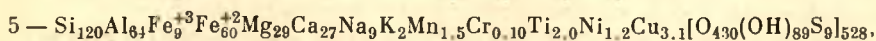
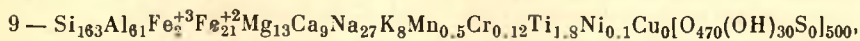
актинолитовый серпентинит по гипербазиту (пр. 2) —



тальк-флогопитовый актинолитит по актинолитовому серпентиниту (пр. 3) —



Изообъемные формулы пород контактовой серии гипербазит—биотитовый гнейс:



- 3 — $\text{Si}_{126}\text{Al}_{23}\text{Fe}_{15}^{+3}\text{Fe}_{28}^{+2}\text{Mg}_{94}\text{Ca}_{21}\text{Na}_2\text{K}_5\text{Mn}_{0.5}\text{Cr}_{0.51}\text{Ti}_{4.0}\text{Ni}_{0.9}\text{Cu}_{0.2}[\text{O}_{438}(\text{OH})_{81}\text{S}_3]_{502}$,
 2 — $\text{Si}_{122}\text{Al}_{20}\text{Fe}_{15}^{+3}\text{Fe}_{21}^{+2}\text{Mg}_{102}\text{Ca}_{20}\text{Na}_2\text{K}_{0.4}\text{Mn}_{0.4}\text{Cr}_{0.58}\text{Ti}_{4.4}\text{Ni}_{0.9}\text{Cu}_{0.3}[\text{O}_{400}(\text{OH})_{109}\text{S}_3]_{512}$,
 1 — $\text{Si}_{122}\text{Al}_{19}\text{Fe}_{13}^{+3}\text{Fe}_{28}^{+2}\text{Mg}_{111}\text{Ca}_{18}\text{Na}_1\text{K}_{0.4}\text{Mn}_{0.5}\text{Cr}_{0.58}\text{Ti}_{4.4}\text{Ni}_{0.3}\text{Cu}_{0.8}[\text{O}_{414}(\text{OH})_{94}\text{S}_4]_{512}$.

На основании изобъемных формул и рассчитанных реакций видно, что формирование апогнейсовых зон связано с выносом во вмещающие породы Mg и отчасти Fe — элементов, типичных для гипербазитов, а апогипербазитовых зон — с привносом главным образом Na, K и Si — элементов, характерных для гнейсов. В узкую приконтактовую зону гипербазитов на незначительное расстояние мигрируют также Al и Ca. Вынос SiO_2 из окружающих гнейсов приводит к их десиликации. При этом в результате повышения содержания Al_2O_3 появляются новообразования граната.

Таким образом, как и в вышеописанном контакте гипербазит—гранит, на границе между гнейсами и гипербазитами происходит обмен компонентами между неравновесными по составу породами с образованием метасоматической реакционной зональности.

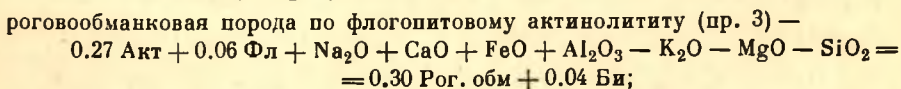
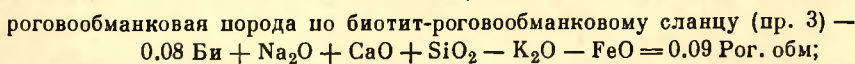
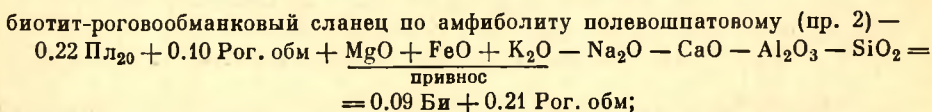
Контакт гипербазитов с полевошпатовыми амфиболитами. Данный тип контактов характеризуется наименьшей степенью реакционных изменений. Наиболее полная контактовая реакционная серия состоит из следующих зон: амфиболит полевошпатовый—биотитовый или биотит-роговообманковая порода—флогопитовый актинолитит—гипербазит. Контакты между зонами четкие, резкие. Мощность реакционной зоны обычно не превышает 20 см.

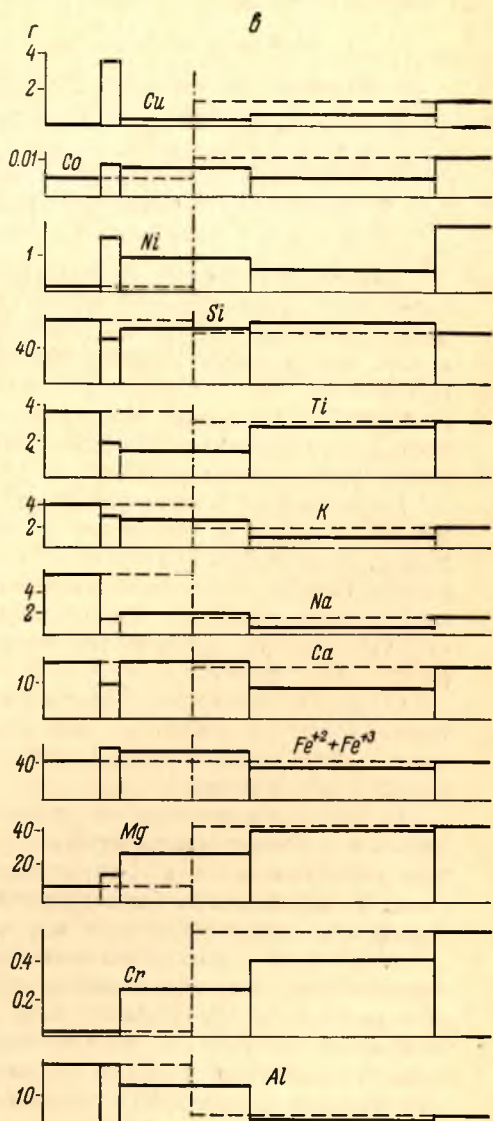
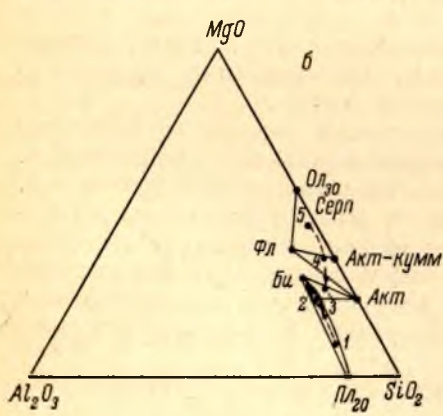
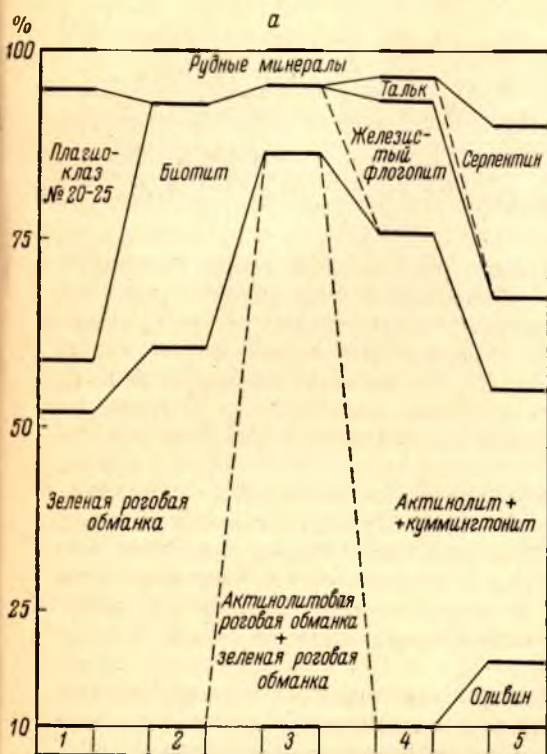
Ниже приводится описание типового контакта гипербазит—полевошпатовый амфиболит по данным обн. 1/67, карьер Аллареченского рудника.

Разрез контактовой серии представлен здесь следующими зонами (рис. 39): 1) собственно полевошпатовый амфиболит; 2) биотит-роговообманковый сланец мощностью 1 см; 3) роговообманковая порода мощностью 7 см; 4) флогопитовый актинолитит мощностью 10 см; 5) серпентинизированный гарцбургит.

В биотит-роговообманковом сланце зоны 2 отмечаются участки, сложенные измененным плагиоклазом, и сохраняется структура полевошпатового амфиболита. Зона 3, как и в контакте гнейсов с гипербазитом, расчленяется на две подзоны: внешнюю — примыкающую к полевошпатовым амфиболитам, и внутреннюю — соприкасающуюся с измененным гипербазитом. Во внешней подзоне обнаруживаются зерна плагиоклаза, замещаемого роговой обманкой. Для роговой обманки характерен густо-зеленый цвет. Зона 2 и внешняя подзона зоны 3, судя по минеральным ассоциациям, возникают за счет преобразования полевошпатового амфиболита. Во внутренней подзоне зоны 3 и в зоне 4 присутствуют реликты оливина, гиперстена, серпентина; амфибол приобретает бледную окраску, что дает основания причислить данные члены метасоматической колонки к апогипербазитовым образованиям.

По данным табл. 29 и рис. 39 рассчитаны реакции, характеризующие метасоматическое минералообразование:

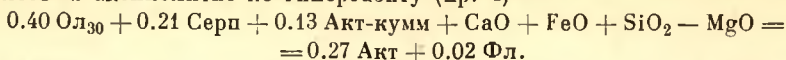




	1	2	3	4	5
Номера проб	1	2	3	4	5
Мощность, см	200	1	7	10	180

Рис. 39. Контактная серия гипербазит—амфиболит полевошпатовый. Аллареченский рудник, профиль XI, горизонт 120.
Условные обозначения см. на рис. 37.

флогопитовый актинолитит по гипербазиту (пр. 4) —



Изообъемные формулы пород контактовой серии гипербазит—амфиболит:

- 1 — $\text{Si}_{151}\text{Al}_{42}\text{Fe}_{10}^{+3}\text{Fe}_{36}^{+2}\text{Mg}_{22}\text{Ca}_{24}\text{Na}_{15}\text{K}_8\text{Mn}_{0.4}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{4.6}\text{Ni}_{0.1}\text{Cu}_0[\text{O}_{481}(\text{OH})_{39}\text{S}_1]_{504}$,
- 2 — $\text{Si}_{107}\text{Al}_{35}\text{Fe}_{14}^{+3}\text{Fe}_{52}^{+2}\text{Mg}_{48}\text{Ca}_{15}\text{Na}_5\text{K}_5\text{Mn}_{0.4}\text{Cr}_{0.03}\text{Ti}_{2.4}\text{Ni}_{1.5}\text{Cu}_{3.5}[\text{O}_{383}(\text{OH})_{113}\text{S}_7]_{496}$,
- 3 — $\text{Si}_{131}\text{Al}_{30}\text{Fe}_{14}^{+3}\text{Fe}_{47}^{+2}\text{Mg}_{58}\text{Ca}_{27}\text{Na}_8\text{K}_4\text{Mn}_{0.4}\text{Cr}_{0.30}\text{Ti}_{1.8}\text{Ni}_{1.0}\text{Cu}_{0.4}[\text{O}_{427}(\text{OH})_{77}\text{S}_1]_{505}$,
- 4 — $\text{Si}_{148}\text{Al}_{10}\text{Fe}_{14}^{+3}\text{Fe}_{27}^{+2}\text{Mg}_{100}\text{Ca}_{13}\text{Na}_2\text{K}_2\text{Mn}_{0.6}\text{Cr}_{0.48}\text{Ti}_{3.4}\text{Ni}_{0.6}\text{Cu}_{0.7}[\text{O}_{489}(\text{OH})_{50}\text{S}_3]_{522}$,
- 5 — $\text{Si}_{122}\text{Al}_{11}\text{Fe}_{17}^{+3}\text{Fe}_{27}^{+2}\text{Mg}_{104}\text{Ca}_{23}\text{Na}_4\text{K}_3\text{Mn}_{0.4}\text{Cr}_{0.67}\text{Ti}_{3.8}\text{Ni}_{1.9}\text{Cu}_{1.3}[\text{O}_{423}(\text{OH})_{47}\text{S}_{13}]_{483}$.

Анализ полученных данных о химизме реакционной серии позволяет установить, что основой процессов образования реакционной зональности является вынос из полевошпатовых амфиболитов Si и привнос в них Mg, а для контактирующих с ними гипербазитов — вынос Mg и привнос Si. Что касается Fe, Ni, Co, Cu, то наличие наложенной прожилковой сульфидной минерализации в проанализированных породах не позволяет определить их действительный баланс в период более ранних контактовых изменений.

Десиликация полевошпатовых амфиболитов на контактах с гипербазитами слабая и приводит к образованию биотит-роговообманковых пород, чаще всего без граната. Коллектором избыточного глинозема является биотит. Незначительный масштаб контактовых изменений на границе полевошпатовых амфиболитов с гипербазитами обусловлен относительно низким градиентом концентрации между ними по Mg, Si и ряду других компонентов.

Обобщая материал, полученный при изучении метасоматической зональности на контактах гипербазитов с гранитами, биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, необходимо подчеркнуть следующие положения.

1. Возникновение метасоматической зональности во всех случаях связано с биметасоматическими реакциями, протекающими на контактах неравновесных по химическому составу пород.

2. Интенсивность биметасоматических реакций зависит от величины градиента концентраций важнейших породообразующих компонентов.

3. Во всех случаях наибольшая степень метасоматических изменений, соответствующая образованию практически мономинеральных роговообманковых пород (Коржинский, 1955), типична для непосредственных контактов гнейсов и полевошпатовых амфиболитов с гипербазитами; при удалении от контактов изменения затухают, что сопровождается увеличением количества минералов, составляющих главную массу исходной породы.

4. Образование повсеместно залегающих на контактах гипербазитов с более кислыми вмещающими породами мономинеральных роговообманковых амфиболитов связано не только с преобразованием гипербазитов (Богачев и др., 1966), но и с замещением окружающих гнейсов и полевошпатовых амфиболитов.

5. Приконтактные амфиболовые породы гипербазитов представляют собой члены метасоматической колонки, возникающей при биметасоматических реакциях. Они не могут рассматриваться как «броня» (Горбунов, 1968), защищающая внутреннюю часть тел гипербазитов с сохранившимися минеральными ассоциациями фации зеленых сланцев (серпентин, хлорит, тальк) от окружающих пород, метаморфизованных в фации алмандиновых амфиболитов.

6. Практически все компоненты, входящие в состав гипербазитов, гранитов, гнейсов и полевошпатовых амфиболитов, в процессе биметасоматических изменений становятся в той или иной степени подвижными. Однако по относительной степени подвижности и влиянию на изменения минеральных парагенезисов они могут быть условно разделены на ряд групп.

А. Главные компоненты, определяющие минеральные парагенезисы:

а. Подвижные компоненты, доминирующие в составе гранитов, гнейсов, полевошпатовых амфиболитов и выносимые в гипербазиты. Они лишь частично фиксируются в участках биметасоматически измененных гипербазитов. Многочисленные локальные зоны ослюденения и амфиболизации гипербазитов, наблюдаемые за пределами описываемых контактовых серий, формируются при миграции этих компонентов и поглощают избыток щелочей и кремния;

б. Подвижные компоненты, доминирующие в составе гипербазитов и выносимые во вмещающие породы. По расчетам практически весь Mg фиксируется в апогранитных зонах. Привнос Fe в апогранитные образования преобладает над выносом из гипербазитов. Причины этого явления не ясны.

в. Относительно инертные компоненты. Обогащение этими компонентами апогранитных пород происходит в основном не за счет их привноса, а в результате миграции подвижных компонентов в гипербазиты. Однако Al и Ca , хотя и причислены к относительно инертным компонентам, тоже мигрируют в апогипербазитовые зоны, но в большинстве случаев в незначительном количестве и на небольшие расстояния по сравнению с Na , K , Si .

Сущность различия между инертными и подвижными компонентами состоит, по-видимому, в том, что первые начинают перемещаться после уравнивания градиентов концентрации подвижных компонентов. Таким образом, отличия этих групп компонентов друг от друга — понятие условное.

Особо следует остановиться на роли воды. Вода, безусловно, является наиболее подвижным компонентом и несомненно привносится из вмещающих пород в гипербазиты, что вызывает образование серпентина, хлорита, талька, флогопита и актинолита, замещающих оливин и гиперстен. Однако расчет баланса привноса—выноса воды, по имеющимся данным, провести не представляется возможным, так как, будучи наиболее подвижной, она мобилизуется из вмещающих пород и фиксируется в гидроксильных минералах, замещающих гипербазиты в основном за пределами описываемых нами узких контактовых зон.

Б. Рассеянные компоненты:

а. Подвижные компоненты, содержащиеся в гипербазитах в незначительном количестве и выносимые при биметасоматических реакциях. Они не фиксируются в большом количестве в определенных минералах и рассеиваются, вероятно, за пределами исследованных зон. Силикатные минералы, в которых они могут преимущественно концентрироваться, в этом отношении не изучены.

б. Инертные компоненты — хром и титан. Поведение титана не всегда ясно.

7. Набор минералов в парагенетических ассоциациях определяется влиянием подвижных и инертных компонентов в совокупности. Так, вынос подвижного кремнезема в апогранитных зонах приводит, с одной стороны, к десиляции, с другой — к повышению содержания инертного глинозема и кальция. Избыток алюминия вызывает реакции с образованием граната, а кальция — с повышением основности плагиоклаза.

Биметасоматические реакции в контактовых зонах сопровождаются замещением первичных сульфидов в гипербазитах силикатными минералами с выносом серы, никеля, меди и кобальта. Указанный вывод основан только на данных изучения реакционной серии гранит—гипербазит (рис. 37). Данные по сериям гипербазит—гнейс и гипербазит—полевошпатовый амфиболит (рис. 38, 39) не могут считаться представительными в этом отношении из-за присутствия наложенных сульфидных прожилков.

8. Расчет температур, при которых протекают контактово-биметасоматические реакции, проведен по биотит-гранатовому термометру, предложенному Л. Л. Перчуком (1967). Рассчитанные температуры, равные 400—470° (табл. 30, ан. 1 и 2), отвечают условиям образования метаморфических пород фации амфиболитов.

Т а б л и ц а 30

Биотит-гранатовый термометр в приложении к контактово-метаморфическим разностям гипербазитов Аллареченских месторождений

Номера анализов	Минералы	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃		$M = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$	T (по Перчуку, 1967)	Примечание
1	Гранат Биотит	2.51 14.10	3.83 —	26.11 17.05	1.37 0.68	0.126 0.600	450 ± 20	Гранат-амфиболовая порода, месторождение Восток, скв. 218
2	Гранат Биотит	1.75 14.20	1.26 —	27.92 17.00	1.29 0.74	0.093 0.600		
3	Гранат Биотит	2.47 14.17	3.24 2.15	26.17 14.37	1.34 0.40	0.127 0.598	450 ± 20	Гранат-амфиболовая порода из контакта гипербазит—сульфидная руда, месторождение Аллареченское, обн. 7/67

Контакты гипербазитов с жильными сульфидными рудами. Обычно контактовая серия состоит из следующих зон: гипербазит—актинолитит—роговообманковая порода—сплошные сульфидные руды. Иногда между роговообманковой породой и рудами образуется маломощная (2—4 мм) зона биотитового сланца с гранатом. Контакты между зонами четкие, резкие. Мелкие ксенолиты гипербазитов, включенные в руды, чаще всего нацело замещаются биотитом, к которому примешивается в небольшом количестве светло-зеленая роговая обманка и пиральспитовый гранат; в более редких случаях ксенолиты ультраосновных пород замещаются спутанноволокнистым агрегатом тремолита и актинолита с тонкой оторочкой биотитового или биотит-роговообманкового сланца.

В приконтактной части сульфидных жил, сложенных пирротинном, халькопиритом и пентландитом, наблюдается образование игл светло-зеленого актинолита, ориентированного перпендикулярно зальбанду.

Исследование околорудно измененных гипербазитов было проведено на одном из наиболее типичных разрезов — обн. 7/67, западный борт Аллареченского карьера, разведочный профиль XVI.

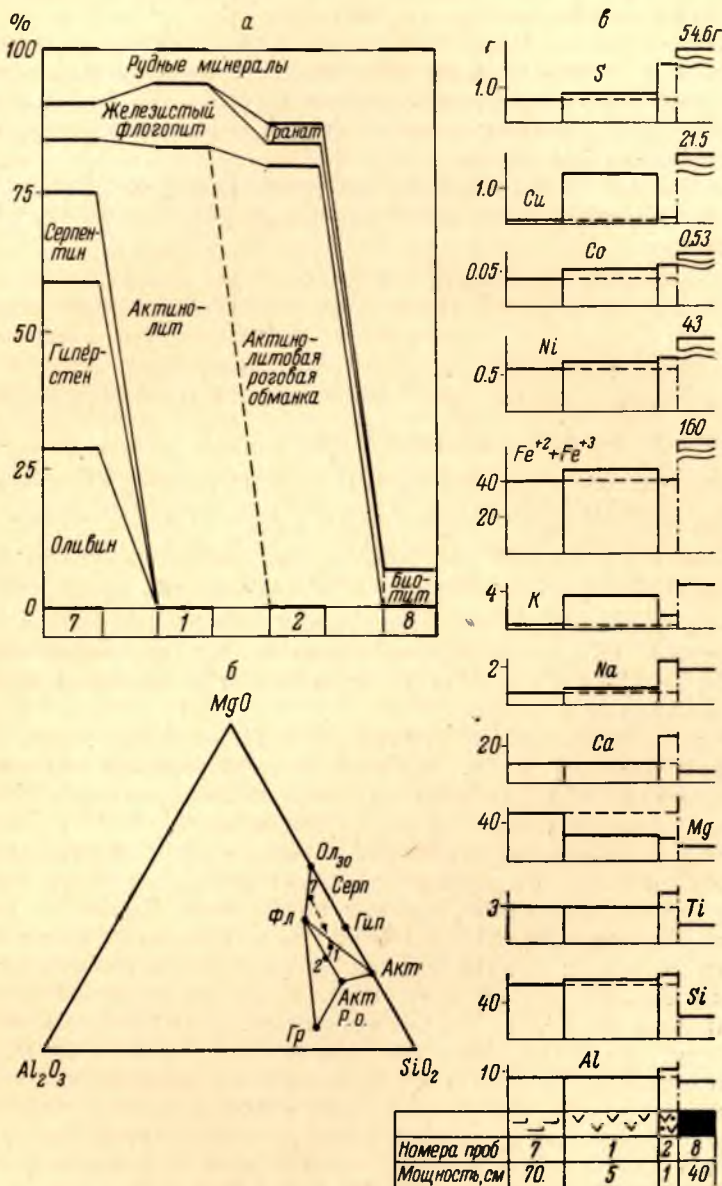


Рис. 40. Контактная серия гипербазит—сплошная сульфидная руда. Аллареченский рудник, профиль XVI, горизонт 140.

Условные обозначения см. на рис. 37.

В направлении от руды к гипербазиту здесь выделяются следующие зоны с резкими контактами (рис. 40): 1) жила сплошных сульфидных руд; 2) существенно роговообманковая порода с примесью флогопита

и пиральспитового гранита мощностью 1 см; 3) актинолитовая порода с флогопитом мощностью 5 см; 4) серпентинизированный гардбургит.

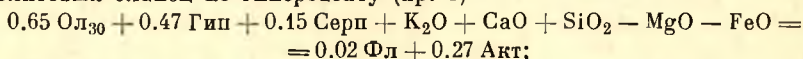
В пределах каждой зоны состав минералов переменного состава — амфиболов и слюд — остается постоянным.

В измененных гипербазах наблюдаются мелкие прожилки и метасоматическая вкрапленность сульфидов.

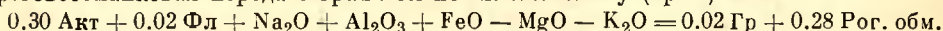
Наличие в роговообманковой породе пиральспитового граната, ассоциирующего с железистым флогопитом, дает возможность применить и в этом случае биотит-гранатовый термометр (табл. 30, ан. 3). Полученная цифра ($450 \pm 20^\circ$) совпадает с температурой образования остальных контактово-реакционных пород.

Схематические реакции, характеризующие рассматриваемую контактовую серию, могут быть представлены в следующем виде (табл. 29, рис. 40):

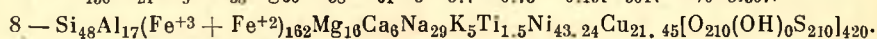
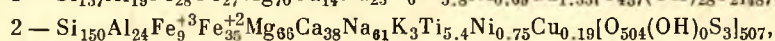
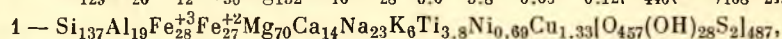
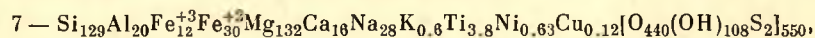
актинолитовый сланец по гипербазиту (пр. 1) —



роговообманковая порода с гранатом по актинолититу (пр. 2) —



Изообъемные формулы пород данной серии:



Расчеты показывают, что контактовая апогипербазитовая серия характеризуется прогрессирующим выносом Mg и привносом Si, Ca, Na, K, Fe, Ni, Co, Cu и S, Al и Ti испытывают в основном перемещения внутри реакционной зоны.

Наиболее устойчивы содержания Al и Ti, особенно резко варьируют содержания щелочей и Cu. Замещению подвергаются только гипербазиты. Рудные растворы, видимо, служили источником тепла и всех привносимых в ультраосновные породы компонентов.

Судя по преобладанию привноса и выноса над перемещением компонентов внутри зоны, по резким контактам между зонами и постоянству состава сложных минералов, процесс может быть отнесен к инфильтрационному (Коржинский, 1951а, 1951б, 1952). Химизм процесса изменения гипербазитов близок к химизму контактовой серии гипербазит—гранит, основными чертами которого является вынос из ультраосновных пород Mg и привнос в них Si, K, Na, Ca, отчасти Al. Главнейшее отличие заключается в том, что устанавливается привнос элементов со стороны рудной жилы без обратного выноса в нее компонентов, доминирующих в составе гипербазитов, т. е. процесс является односторонним.

Сходство процессов изменения химизма гипербазитов в данном случае и в случае контакта гипербазит—гранит дает основание считать, что рудоносные растворы помимо Fe, Ni, Cu и S содержали воду, щелочи, Ca и SiO₂ и являлись по своему составу кислыми.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АЛЛАРЕЧЕНСКИХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обширная геологическая литература, посвященная вопросам образования месторождений сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова, содержит три гипотезы их происхождения: ликвационно-маг-

матическую (Котульский, 1948; Холмов, 1958; Талдыкин, 1959; Горбунов, 1968, и др.), гидротермальную (Елисеев и др., 1961) и метаморфическую (Козлов, 1960, 1961; Корнилов, 1962, 1963). Сторонники этих гипотез по-разному подходят к решению вопросов об источнике никеля, о способах образования сульфидов, об отношениях сингенетических и эпигенетических руд и т. д. Основные положения этих гипотез общеизвестны.

Анализ материалов по структуре Аллареченских месторождений, метаморфическим изменениям гипербазитов, вещественному и химическому составу руд позволяет сделать ряд важных выводов о характере рудогенеза, источнике рудообразующих компонентов и роли метаморфизма в образовании рудных концентраций.

Структура рудного поля Аллареченских месторождений. Аллареченское рудное поле, занимающее центральную часть района, представляет собой жесткий блок, расположенный на западном крыле одноименной куполовидной структуры и ограниченный со всех сторон разломами (рис. 41).

Рудное поле сложено мигматитами и гнейсами различного состава с линзами полевошпатовых амфиболитов. В мигматито-гнейсовой толще залегают небольшие тела плагиомикроклиновых гранитов, согласные и секущие пегматитовые жилы и интрузивы ультраосновных пород. Последние увязываются в две зоны — Аллареченскую с одноименным месторождением и Восточную с месторождением Восток.

Весь комплекс пород, включая и интрузивы, собран в пологие складки и разбит многочисленными приразломными трещинами.

Месторождение Аллареченское, состоящее из двух рудных залежей, расположено вблизи пересечения разлома северо-восточного простирания с близмеридиональной зоной смятия, являющейся частью Аккимского дизъюнктива (рис. 41). Основная масса сульфидных руд, как жильных, так и вкрапленных, приурочена к последней.

Жильные и густовкрапленные руды месторождения Восток, также состоящего из двух залежей, приурочены к межпластовой зоне дробления, проходящей вдоль Верхней залежи. Сидеронитовые руды приурочены к Нижней залежи, не нарушенной тектоникой.

Таким образом, большая часть богатых руд, в которых сосредоточено около 80% запасов металлов, тесно связана с зонами нарушений и эпигенетична по отношению к интрузиям гипербазитов.

Типы руд Аллареченских месторождений. Рудные тела месторождений сложены пятью основными разновидностями руд: 1) бедные вкрапленные руды с сидеронитовой структурой; 2) богатые вкрапленные («серые») руды со структурами замещения; 3) сплошные руды; 4) брекчиевидные руды; 5) рудные пегматиты.

Бедные вкрапленные руды с сидеронитовой структурой развиты в слабоизмененных ультраосновных породах в значительном удалении от зон смятия и дробления. Руды характеризуются негустой вкрапленностью сульфидов, представленных каплевидными, часто расслоенными (Горбунов, 1968) выделениями в оливине, и сидеронитовыми вкраплениями. Распределение вкрапленников равномерное. Оливин около вкрапленников серпентинизируется, гиперстен не изменяется, изредка устанавливается образование клинохлора.

Основными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит, соотношения между которыми не зависят от положения рудного горизонта относительно контакта интрузива (рис. 42).

Широко развиты структуры распада твердых растворов: пирротин—пентландит, пентландит—виоларит, халькопирит—пентландит—кубанит—(Яковлев, Яковлева, 1967).

Богатые вкрапленные («серые») руды со структурами замещения отчетливо тяготеют к зонам смятия или дробления, контролирующим жильные руды, образуя около них своеобразный ореол. Интенсивность оруденения с приближением к этим зонам нарастает постепенно: сна-

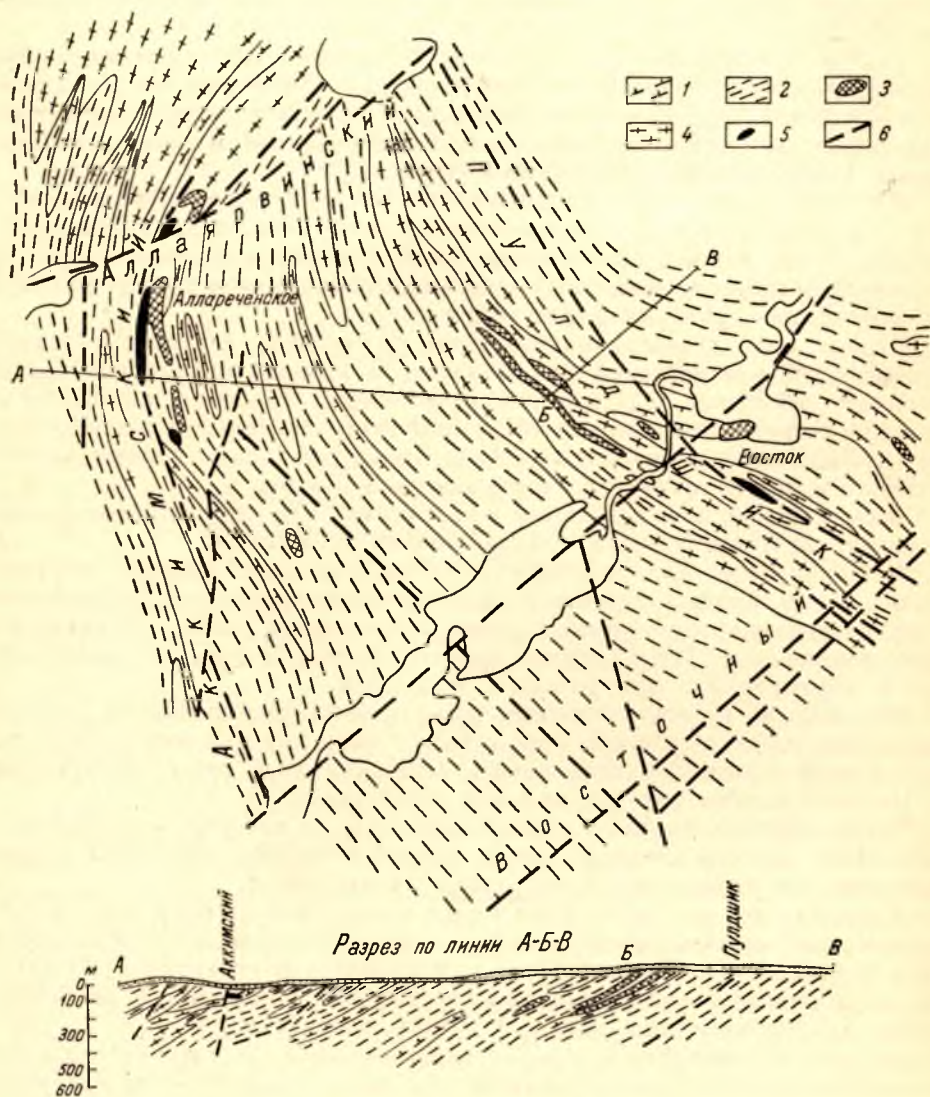


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Аллареченского рудного поля. Составлена по материалам СЗТГУ.

1 — амфиболиты полевовещатые; 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 3 — гипербазиты; 4 — плаггиомикроклиновые граниты; 5 — рудные тела; 6 — разрывные нарушения.

чала исчезает сидеронитовый характер вкрапленности, затем появляются мелкие жилки и просечки сульфидов, псевдоморфозы сульфидов по силикатам, метасоматические и, наконец, цементные и микробрекчиевые текстуры. Сульфидообразование сопровождается интенсивной актинолитизацией пород, замещением оливина хлоритом, а гиперстена — таль-

ком. Широко развиты явления коррозии и замещения силикатов сульфидами, а также срастания их с актинолитом, хлоритом, пластинчатым серпентином.

Основными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит, однако состав рудной части не постоянен по всей мощности рудных тел и к контактам их меняется в направлении увеличения медистости (рис. 42).

Структуры распада твердых растворов очень редки.

В экзоконтактах рудных тел, сложенных этой разновидностью руд, прослеживается узкий ореол сульфидной вкрапленности, представленной халькопиритом, миллеритом и борнитом. В рудах экзоконтакта наиболее часто встречаются минералы-примеси: кубанит, сфалерит, галенит, молибденит, гематит, арсенопирит, самородные медь и золото, теллуриды — гессит, алтаит и мелонит и минералы платиновой группы.

Сплошные и брекчиевидные руды концентрируются только в тектонических зонах. Количество сульфидов, а также концентрация никеля и меди закономерно увеличивается в юго-западном направлении на Аллареченском месторождении и в юго-восточном — на месторождении Восток.

Руды характеризуются однотипным минеральным составом и различаются только количеством ксенолитов вмещающих пород и нерудных минералов. Ксенолиты представлены ультраосновными породами, измененными до амфибол-биотитовых и биотитовых сланцев, гнейсами, полевошпатовыми амфиболитами, гранитами и гранат-кварцевыми породами, а также обломками крупных кристаллов биотита, кварца и микроклина. Форма ксенолитов овальная, размеры варьируют от миллиметров до 15—20 см.

Главными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит, содержание которых варьирует в самых широких пределах. По минеральному составу руды разделяются на четыре основные разновидности — пентландит-пирротиновые с халькопиритом, пентландит-халькопиритовые с резким преобладанием последнего, существенно халькопиритовые и халькопирит-борнит-миллеритовые. Наиболее распространена первая ассоциация. Пентландит-халькопиритовые и халькопиритовые руды образуются, видимо, на заключительных стадиях процесса, так как их прожилки секут основную массу сплошных и брекчиевидных пентландит-пирротиновых руд. Количество руд существенно халькопиритового состава увеличивается к периферии рудных залежей (рис. 42). Окончания рудных тел, особенно небольшие жилки в гнейсах и гранитах, сложены халькопирит-борнит-миллеритовой ассоциацией.

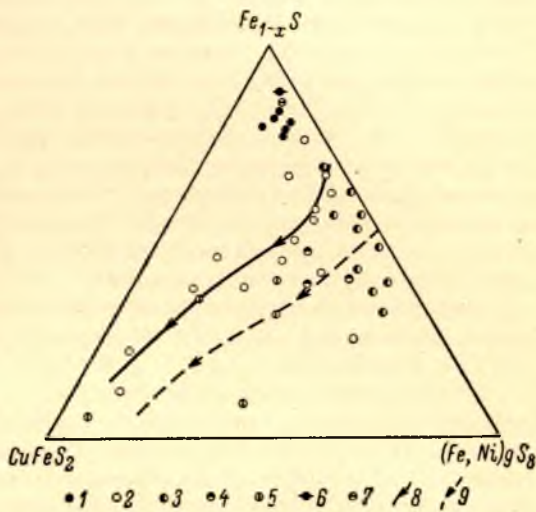


Рис. 42. Нормативный состав руд Аллареченских месторождений.

1 — сидеронитовые руды; 2 — метасоматические вкрапленные руды в гипербазитах; 3 — жильные руды в гипербазитах; 4 — то же, в амфиболитах полевошпатовых; 5 — то же, в гранитах и гнейсах; 6 — средний состав сидеронитовых руд месторождения Восток; 7 — то же, месторождение Аллареченское; 8 — линия изменения нормативного состава метасоматической вкрапленности в гипербазитах; 9 — то же, жильные руды.

В тех частях рудных тел, которые затронуты пострудной тектоникой, руды пиритизированы и виоларитизированы.

Довольно распространенным минералом является магнетит, образующий равномерную вкрапленность октаэдрических кристаллов. В незначительных количествах встречаются валлериит, сфалерит, марказит, арсениды, теллуриды, самородное золото, минералы платиновой группы и ильменит.

Рудные пегматиты имеют на месторождениях незначительное распространение, залегают внутри гипербазитовых массивов в участках с обильной сидеронитовой вкрапленностью и не обнаруживают никакой связи с тектоническими зонами, контролирующими руды 2, 3 и 4. Для них характерны резкие контакты с вмещающими породами; слабая степень окolorудных изменений, выражающаяся в развитии тонкой каемки, сложенной хлоритом, тальком и карбонатом; обилие нерудных минералов, содержащих летучие, — кальцита, апатита, редко турмалина; крупнозернистое сложение — размеры кристаллов кальцита достигают 20 см, апатита — 7—12 см. Характерной чертой является наличие крупных, до 30 см в поперечнике, монокристаллов оливина, содержащего каплевидные включения сульфидов. Взаимоотношения между сульфидами и нерудными минералами самые разнообразные: срастания типа графических, жилки сульфидов в кальците и апатите, нередко обломки кальцита цементируются сульфидами.

Минеральный состав рудной части не отличается от ранее рассмотренных типов руд. Характерно обилие структур распада твердого раствора пирротин—пентландит.

Химический состав руд месторождений охарактеризован величинами отношений между основными рудообразующими элементами (табл. 31). В результате рассмотрения этих отношений выявлено следующее: отношения Ni : Cu и Ni : Co возрастают от сидеронитовых руд к жильным — руды постепенно обогащаются никелем; отношение Cu : Co почти не изменяется; отношение (Ni+Cu+Co+Fe) : S уменьшается от сидеронитовых руд к жильным, что означает увеличение относительного содержания серы. Одновременно нарастают и абсолютные содержания металлов и серы в рудах.

Т а б л и ц а 31

Отношения основных рудообразующих элементов в рудах месторождений
Аллареченского рудного поля

Элементы	Аллареченское месторождение			Месторождение Восток		
	сплошные руды	«серые» руды	сидеронитовые руды	брекчиевидные руды	«серые» руды	сидеронитовые руды
Ni : Cu	2.79	2.10	1.98	2.66	2.14	2.04
Ni : Co	70	65	22	69	59	14
Cu : Co	21	29	25	27	22	20
(Ni+Cu+Co+Fe) : S	2.1	2.3	4.5	2.4	3.0	4.8
Ni : S	0.42	0.24	0.09	0.36	0.29	0.08

М е т а м о р ф и з м и к о н т а к т о в ы е и з м е н е н и я г и п е р б а з и т о в. Процесс серпентинизации начинается образованием в оливине сложного переплетения жилок бесцветного серпентина шестоватого строения, к центральной части которых приурочены зерна и прожилки магнетита. Серпентинизация этой стадии равномерно захватывает весь массив и не обнаруживает связи с зонами трещиноватости и с контактами интрузива. Особенно интенсивно ранняя серпентинизация про-

текает в тех частях массива, которые богаты сидеронитовыми вкраплениями сульфидов.

Дальнейшим развитием процесса является образование пластинчатого серпентина и замещение гиперстена тальком. На этой стадии процессы изменения отчетливо тяготеют к зонам трещиноватости, степень серпентинизации возрастает от центральных частей интрузивов к контактам и достигает максимума в интрузивах, залегающих среди кислых пород. Их исследование позволило установить подвижное поведение Ni, Cu, Co и Fe; температуру процесса (430—470°); гидротермальный характер околорудных изменений и кислый характер рудообразующих растворов, содержавших значительные количества петрогенных элементов. Кислый характер рудообразующей среды подтверждается также обилием в рудах кварца, слагающего концевые части рудных жил как за пределами интрузивов, так и внутри них.

Процессы рудообразования. В формировании месторождений выделяется два этапа, разделенных образованием рудоконтролирующих зон смятия и дробления, процессами изменения гипербазитов и внедрением гранитных жил, которые на Аллареченском месторождении прорывают гипербазиты с сидеронитовой вкрапленностью и в свою очередь прорываются жильными рудами (обн. 12/67). Первый этап связан с формированием интрузивов, второй — с процессами метаморфизма.

В начальную стадию в ультрабазитовом расплаве, относительно богатом сернистыми соединениями металлов и летучими компонентами, кристаллизовался оливин, захватывающий из расплава растворенный в нем пикель (Григорьев, 1937; Ringwood, 1956; Hakli, 1963).

В средние стадии магматического этапа происходит ликвация сульфидов, захватывающих большую часть оставшегося в расплаве никеля. Участие процессов ликвации в формировании руд подтверждается, во-первых, закономерным изменением содержания сульфидов от подошвы к кровле интрузивов, устанавливаемое в наиболее мощной части интрузива северного фланга месторождения Восток; во-вторых, постоянством отношения пирротин : пентландит : халькопирит (рис. 42), не зависящим ни от положения рудного горизонта относительно контактов рудного тела, ни от количества сульфидной фазы; в-третьих, сидеронитовыми структурами вкрапленных руд; в-четвертых, находками расслоенных каплевидных включений сульфидов в оливине (Горбунов, 1968; устное сообщение А. Е. Алешуниной). Последнее свидетельствует также и о том, что процессы ликвации происходят до окончания кристаллизации оливина.

При дальнейшем охлаждении интрузивов отликвировавшие сульфиды образуют вместе с магнетитом и ильменитом рассеянную вкрапленность в ультраосновных породах, формируя бедные вкрапленные руды с сидеронитовой структурой. Остаток никеля, не вошедший в сульфидную жидкость, концентрировался в остаточном магматическом растворе, содержавшем значительное количество летучих — H_2O , CO_2 , P, Cl, F и S. Подобная схема формирования сульфидных медно-никелевых месторождений, предполагающая, что в их образовании значительную роль играли не только процессы ликвации, но и остаточные растворы, содержащие значительные количества летучих и силикатов, была впервые рассмотрена С. И. Талдыкиным (1959).

Под воздействием остаточного раствора на раскристаллизовавшиеся породы (оливиниты) происходит замещение оливина гиперстеном с выделением сульфидной фазы. В эту же стадию гипербазиты претерпевают автосерпентинизацию, в небольшом количестве образуется хлорит.

Магматическая стадия заканчивается образованием своеобразных сульфидно-силикатно-карбонатных руд — рудных пегматитов, локали-

зующихся в трещинах растяжения (?) внутри массива и кристаллизующихся из того же остаточного рудного раствора. Немалую роль при их формировании играли процессы рудного метасоматоза и рудно-силикатных замещений. Как уже упоминалось, руды характеризуются резкими контактами с вмещающими породами, однако в отдельных случаях они разбедают гипербазиты с сидеронитовыми структурами, резорбированные останцы которых встречаются внутри пегматитовых жил. Вместе с сульфидами или несколько ранее их кристаллизуются крупные зерна оливина, апатита и кальцита, содержащие каплевидные включения сульфидов и образующие с сульфидами субграфические срастания; в то же время эти минералы пересекаются жилками сульфидов и корродируются ими; нередко возникают образования типа брекчий, в которых кальцит цементируется сульфидами.

Рудообразующая среда была, по-видимому, вязкой, о чем свидетельствует характер деформации отщепленных от оливина «чешуй», нередко приобретающих весьма причудливые формы.

Внедрившийся в трещины раствор содержал (Ольшанский, 1950а, б) в растворенном виде кремнекислоту, окись магния, кальций, щелочи и летучие компоненты, которые и образовали нерудные минералы. Крупнозернистость последних — результат длительного сосуществования в равновесии с насыщенным летучими рудным раствором.

Дальнейшее формирование месторождений (образование массивных, брекчиевидных и «серых» руд) связано с постмагматическими процессами и оторвано во времени от момента консолидации массивов гипербазитов. Этот вывод следует из того, что оруденение приурочено к зонам смятия и дробления, деформирующим интрузив; в рудах постоянно встречаются ксенолиты гипербазитов; образование интрузива и руд разделено внедрением жильных гранитов и образованием контактово-измененных пород, обломки которых были встречены в брекчиевидных рудах месторождения Восток.

Вместе с тем есть основания и для того, чтобы связывать рудообразование с процессами метаморфизма и гранитизации: аллометаморфическая серпентинизация сопровождается появлением пылевидной вкрапленности сульфидов, актинолитизация — перераспределением сульфидов магматической стадии и образованием эпигенетических вкрапленных руд со структурами замещения и псевдоморфозами сульфидов по силикатам.

В начальные стадии метаморфического этапа происходило рассланцевание ультраосновных пород и образование зон смятия и дробления — крутопадающей вдоль западного фланга Аллареченского месторождения и межслоевой на месторождении Восток. В последующие стадии сульфиды магматического этапа рудообразования под влиянием метаморфизующих растворов переходили в мобильное состояние и перемещались в сторону областей пониженного давления (дизъюнктивные нарушения). При этом происходило извлечение и мобилизация силикатного никеля растворами, содержащими серу; оливин подвергался интенсивному разложению. Силикатная часть породы обеднялась никелем в 4—6 раз по сравнению с неизмененными породами. Это подтверждается как прямым химанализом, так и характером корреляционных зависимостей NiO от содержания в породе оливина ($r_{\text{NiO-Ол}} = +0.670$) и актинолита ($r_{\text{NiO-Акт}} = -0.750$) (табл. 14, 15).

Реальность подобного процесса экспериментально доказана Г. Куллерудом и Г. С. Йодером (1965), установившими, что при воздействии даже небольших количеств серы (2.3 вес.%) на породы, содержащие оливин, за счет последнего возникают пирротин, магнетит и ромбический пироксен. Последнее обстоятельство позволило В. В. Золотухину (1966)

рассматривать наличие ромбического пироксена в породах как показатель их перспективности на медно-никелевое оруденение. В тех случаях, когда оливин в экспериментах Г. С. Йодера и Г. Куллерада содержал небольшие количества никеля, в сульфидной фазе появлялся пентландит.

А. Д. Генкин, Р. Л. Телешова, О. А. Алексеева (1963) отмечают новообразования пирротина при серпентинизации оливинов Норильских интрузивов, а И. А. Малаховым (1966) для гипербазитов Урала установлено, что образование «вторичных» сульфидов влечет за собой снижение содержания никеля в силикатах. Об извлечении на месторождениях никеля из силикатов свидетельствует и то, что от стадии к стадии руды обогащаются никелем и отношения $Ni : Cu$, $Ni : Co$ и $Ni : S$ постепенно возрастают (табл. 31); при переотложении только сингенетической вкрапленности эти отношения должны были бы оставаться неизменными или меняться очень незначительно. Уменьшение относительного содержания Cu и Co в рудах объясняется, по-видимому, тем, что эти металлы не играют сколько-нибудь заметной роли в строении силикатов (оливина и гиперстена) и входят в основном только в состав сульфидной фазы.⁷ Это подчеркивается и весьма близкими в различных типах руд значениями отношения $Cu : Co$.

Интересный материал дают расчеты баланса рудообразующих компонентов в интрузиве Аллареченского месторождения (табл. 32).

Т а б л и ц а 32

Расчет баланса рудообразующих компонентов в интрузиве
Аллареченского месторождения

Компонент	Содержания, %		Фактические количества компонентов			
	в сингенетических рудах (C_1)	во вторичных силикатах (C_2)	в сингенетических рудах (K_1)	в жилах рудных пегматитов (K_2)	в эпигенетических рудах (K_3)	всего ($K_{общ}$)
Ni	0.284	0.038	$0.9 \cdot 10^4$	$0.6 \cdot 10^4$	$6.3 \cdot 10^4$	$7.8 \cdot 10^4$
Cu	0.143	Нет	$0.6 \cdot 10^4$	$0.9 \cdot 10^4$	$2.1 \cdot 10^4$	$3.5 \cdot 10^4$
S	1.500	То же	$4.8 \cdot 10^4$	$4.3 \cdot 10^4$	$42.8 \cdot 10^4$	$51.9 \cdot 10^4$

Т а б л и ц а 32 (продолжение)

Компонент	Расчетные количества компонентов				Предполагаемый источник недостающей части компонентов
	первичномагматические сульфиды			отклонение от общего количества компонентов ($K_{\text{общ}} - K_{\text{магм}}$)	
	вкрапленные сингенетические ($P \cdot C_1$)	жилы рудных пегматитов (K_2)	всего в первичномагматических сульфидах ($K_{\text{магм}}$)		
Ni	$5.1 \cdot 10^4$	$0.6 \cdot 10^4$	$5.7 \cdot 10^4$	$-2.1 \cdot 10^4$	Ортосиликаты Тектонические зоны с пирротиновым оруденением
Cu	$2.6 \cdot 10^4$	$0.9 \cdot 10^4$	$3.5 \cdot 10^4$	Нет	
S	$27.0 \cdot 10^4$	$4.3 \cdot 10^4$	$31.3 \cdot 10^4$	$-20.6 \cdot 10^4$	

Примечание. Масса интрузива P по данным разведочных работ составляет $1.8 \cdot 10^7$ т; первоначальное расчетное содержание Ni в силикатах $C_2 = C_{извл} + C_2 (2.1 \cdot 10^4 : 1.8 \cdot 10^7) + 0.038 = 0.156\% Ni$.

Как видно из таблицы, вся медь, содержащаяся в сульфидных рудах, могла быть извлечена из сингенетической вкрапленности магматического этапа, тогда как для никеля и серы требуется дополнительный, помимо

⁷ Отсутствие меди в силикатах установлено В. Л. Гинабургом и Г. Б. Роговером (1960) на примере Норильских месторождений.

сингенетической вкрапленности, источник. Пересчет недостающей части никеля на силикатную часть интрузива показывает, что среднее содержание никеля в первичных силикатах не превышало 0.156%. При содержании в гипербазитах интрузива гиперстена в количестве 40% и содержании никеля в нем 0.046% (установлено по двум анализам) можно рассчитать содержание никеля в оливине:

$$C_{\text{никель}}^{\text{оливин}} = \frac{0.156 - 0.046 \cdot 0.4}{0.6} = 0.23\% (0.295\% \text{ NiO}).$$

Эта расчетная цифра хорошо согласуется с нашими данными (0.28% NiO) и с данными А. Д. Генкина и др. (1963), а также А. А. Панкратова и Г. П. Смирнова (1960), установившими для оливинов сибирских гипербазитов содержания никеля порядка 0.28—0.34%.⁸

Результаты расчетов, анализ отношений между рудообразующими компонентами и зависимостей между минеральным составом пород и содержаниями NiO в них ставят под сомнение высказанное ранее предположение (Корнилов, 1963) о том, что эпигенетические руды никеля сформировались путем переотложения только сингенетических сульфидов, и позволяют сделать вывод о значительной роли процессов мобилизации силикатного никеля в образовании богатых руд.

Рассмотрение отношений $(\text{Ni} + \text{Cu} + \text{Co} + \text{Fe}) : \text{S}$ в различных типах руд месторождений обнаруживает постепенное общее обогащение их серой от сингенетических разностей к эпигенетическим. Одновременно происходит обогащение серой отдельных минеральных фаз. По данным А. Е. Алешиной, пирротины бедных вкрапленных руд (руды магматического этапа) представлены гексагональной разновидностью с отношением $\text{S/Fe} = 1.10$, тогда как в эпигенетических рудах развиты моноклинные пирротины с отношением S/Fe , колеблющимся в пределах 1.16—1.21. О кристаллизации только моноклинного пирротина из раствора и о превращении гексагонального пирротина в моноклинный вследствие выноса части железа при воздействии растворов свидетельствуют также результаты исследований А. Д. Генкина и др. (1965).

Расчет среднего содержания серы в интрузиве, выполненный на основе данных табл. 32, дает цифру порядка 3%, что соответствует 8.2% FeS. Подобное содержание слишком велико для того чтобы вся сера растворилась в силикатном расплаве. Как показали исследования Я. И. Ольшанского (1947; 1950б), растворимость FeS в железистом силикате, содержащем 30% SiO_2 , не превышает 10%. В расплавах, содержащих магний, эта цифра несколько снижается, а при небольших (1—3%) добавках щелочей, извести и глинозема (Ольшанский, 1951) составляет менее 5% (в пересчете на S соответствует 1.8% S). Таким образом, судя по экспериментальным данным, содержание серы в исходном расплаве гипербазитов Аллареченских месторождений, содержащих значительные количества не только MgO , но и CaO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 (в количестве, большем 3%), навряд ли могло превысить 1.5% — содержание, установленное для сингенетических руд. В таком случае баланс серы в системе интрузив—эпигенетические руды складывается с дефицитом.

По мнению Н. А. Корнилова (1962) и Г. И. Горбунова (1968), этот дефицит компенсируется тем, что гипербазитовая магма содержала значительные количества сульфидного расплава, отликвировавшего на глубине. Однако, как уже упоминалось ранее, эпигенетические руды отделены длительным периодом от момента образования интрузива. Геологи-

⁸ По мнению Л. Ф. Борисенко (1966) и А. Д. Генкина и др. (1963), содержание никеля в оливинах зависит главным образом от содержания металла в исходном расплаве, поэтому приведенные цифры не являются предельными.

чески этот перерыв документируется формированием постинтрузивных дорудных и рудоконтролирующих нарушений и гранитных жил, секущих гипербазиты. Сохранение сульфидного расплава в течение столь длительного промежутка времени в пределах интрузива, особенно при меняющейся тектонической обстановке, маловероятно.

С другой стороны, большинство близмеридиональных дизъюнктивов района содержит обильное пирротиновое оруденение, безникелевое там, где эти нарушения не пересекают сколько-нибудь значительных массивов ультраосновных пород рудоносного типа. На южном продолжении месторождения Восток в тектонической зоне за пределами интрузивов ультраосновного состава выявлены безникелевые пирротиновые руды, сопровождающиеся образованием амфиболовых и гранатсодержащих пород, характерных и для эпигенетических руд никеля. Возможно, что с этим оруденением и связан привнос серы, обусловивший формирование эпигенетических руд на месторождениях.

Таким образом, хотя образование Аллареченских месторождений медно-никелевых руд представляет собой длительный и сложный процесс, основная масса руд имеет метаморфическую природу (Кочнев-Первухов, 1970); источником никеля являются сами гипербазиты; связь ультраосновных пород и эпигенетических руд носит парагенетический характер (Богачев и др., 1968а), поскольку появление последних обязано процессам, не связанным с явлениями становления массивов гипербазитов; в создании рудных концентраций важная роль принадлежит разрывной тектонике.

Выводы

1. Изучение продуктов метаморфизма (антигоритовых серпентинитов, хлорит-тремолитовых, тальк-карбонатных ассоциаций, биотит-рогово-обманковых пород) в ультрабазитах различных формационных типов позволило установить их аллометаморфический характер. Процессы метаморфизма в той или иной мере сопровождаются перераспределением рудных компонентов и в отдельных случаях, при привносе серы, приводят к образованию никельсодержащих сульфидов. Отдельные исследователи указывали на принципиальную возможность процессов вторичного сульфидообразования еще в 40—50-годах (Гинзбург и др., 1946; Бетехтин, 1953). Это предположение впоследствии было подтверждено экспериментальными работами (Куллеруд, Йодер, 1965) и исследованиями ряда природных объектов Урала (Малахов, 1966а; Павлов и др., 1968; Штейнберг, 1963), Сибири (Золотухин, 1966), Канады (Cheney, Lange, 1967), Финляндии (Näkli, 1963). Следовательно, было бы неверным, особенно в условиях докембрия, исходить при металлогенических исследованиях только из первичномагматической природы сульфидных руд, не учитывая возможности метаморфогенного рудообразования.

2. Полученные данные показали, что в пределах Карело-Кольского региона процессы вторичного сульфидообразования имеют более широкое развитие, чем это принималось до сих пор. Как правило, проявления этого процесса отмечались в ультрабазитах, пространственно сопряженных с зонами колчеданной минерализации. Максимальная концентрация сульфидного никеля отмечается в разрывных нарушениях. Появление сульфидного никеля в рассматриваемых случаях связано с сульфуризацией серпентина и первичномагматических силикатов. Наиболее оптимальным условием для процессов вторичного сульфидообразования является, скорее всего, сопряженность во времени метаморфического преобразования гипербазитов и привноса серы. В то же время наличие рудопроявлений и промышленных месторождений такого типа требует дальнейшего специального изучения указанного процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в работе данные по гипербазитам некоторых районов Балтийского щита свидетельствуют о довольно разнообразном проявлении в пределах изученной территории ультраосновного магматизма и наличии нескольких формационных типов гипербазитов.

Наиболее существенные обобщающие выводы и вытекающие из них направления дальнейших исследований гипербазитов докембрийских областей сводятся к следующему.

1. Проявление ультраосновного магматизма различной формационной принадлежности отражает определенные этапы в истории тектонического развития карелид Балтийского щита. Так, появление гипербазитовой формации связано с начальными этапами геосинклинального развития (ребольские фазы складчатости); появление гипербазитов габбро-перидотитовой формации на рубежах нижнего—среднего (селецкие фазы складчатости) и среднего—верхнего (шуйские фазы складчатости) протерозоя характеризует, видимо, переломные периоды в эволюции тектонического режима карелид при смене геосинклинального этапа орогенным, а орогенного — платформенным. В нерасчлененной группе дифференцированных интрузий для одних намечается генетическая связь с габбро-перидотитовым формационным типом, а для других этот вопрос в настоящее время остается дискуссионным. Возможно, в будущем возникнет необходимость выделения особой формации типа дифференцированных габбровых и габбро-норитовых интрузий, относимых Ю. А. Кузнецовым (1964) к формации древних платформ.

В каждом случае существующий тектонический режим предопределяет распределение магматических масс: интрузии гипербазитового формационного типа образуют пояса, подчеркивающие структурный план эвгеосинклинальных областей; габбро-перидотитовые массивы подчеркивают границы наложенных структур; дифференцированные габбро-норитовые интрузии встречаются в антиклинальных поднятиях карелид и в жесткой глыбе беломорид.

2. Геохимические особенности формационных типов гипербазитов связаны с определенными закономерностями эволюции вещественного состава во времени. Общей чертой рассматриваемых ультрабазитов является, с одной стороны, уменьшение их магнезиальности от гипербазитового формационного типа к габбро-перидотитовому и к группе дифференцированных интрузий, а с другой — увеличение в этом же направлении кремнекислотности, железистости и щелочности.

В тесной связи с этой тенденцией происходит закономерная смена ассоциации оливин+ортопироксен ассоциацией оливин+клинопироксен+плагиоклаз+биотит. Устанавливаемый петрографо-минералогическими наблюдениями и исследованиями корреляционных связей антагонизм групп ассоциирующих элементов — 1) Ni, Cr, Mg, Fe⁺³ и 2) Si, Al, Ca,

Na, K, S — предопределяет отмеченные выше общие геохимические особенности процессов кристаллизации, а также особенности поведения металлогенных элементов.

В наиболее магнезиальных породах гипербазитового формационного типа наблюдается фракционирование никеля и хрома вместе с магнием на ранних этапах кристаллизации — преимущественно в силикатной форме для никеля, силикатной и окисной — для хрома. С уменьшением магнезиальности и увеличением кремнекислотности и щелочности при переходе к габбро-перидотитовому типу и группе дифференцированных интрузий характер распределения никеля между кристаллическими фазами и расплавом меняется: наряду с вхождением никеля в силикаты устанавливается его накопление в остаточном расплаве в ассоциации со щелочами, железом и серой. Естественно, что кристаллизация ультраосновных пород габбро-перидотитового формационного типа и дифференцированных интрузий в условиях дефицита серы приводит к вхождению никеля в силикатные фазы, как и в породах гипербазитового формационного типа.

3. В связи с процессами изменения ультрабазитов установлено широкое развитие вторичного сульфидообразования, приводящего в отдельных случаях к возникновению промышленных скоплений медно-никелевых руд. Характерными особенностями появления метаморфогенных рудопроявлений являются пространственное совмещение ультрабазитов и зон колчеданной минерализации и глубокие аллометаморфические преобразования ультраосновных пород (антигоритизация, хлорит-тремолитовая ассоциация или хлорит-тремолитовая с подчиненным развитием талк-карбонатной). Видимо, наиболее благоприятными условиями для вторичного сульфидообразования являются совмещение во времени процесса метаморфизма ультрабазитов, привноса серы извне и связанного с ними перехода силикатного никеля в сульфидную форму. Однако не во всех случаях соблюдение перечисленных условий ведет к вторичному сульфидообразованию, и вопрос о единстве или многообразии необходимых условий для образования существенных концентраций сульфидного никеля проблематичен. Остаются также неясными физико-химические условия процесса сульфуризации силикатов любых никельсодержащих пород; не до конца выяснены закономерности поведения силикатного никеля на разных этапах метаморфизма; неясен источник серы, привносимой в гипербазиты.

Общая закономерность уменьшения концентрации силикатного никеля в ультрабазитах с увеличением степени метаморфизма может привести к его перераспределению, выносу во вмещающие породы и появлению сульфидных никелевых руд и за пределами интрузивных тел. Последнее касается не только зеленосланцевых прогибов, но и гранито-гнейсовых областей антиклинальных поднятий.

4. В ультрабазитах докембрия Балтийского щита наряду с первично-магматическим медно-никелевым оруденением существуют и метаморфогенные рудные концентрации. Если для первых возможна генетическая связь с определенным формационным типом гипербазитов, то для метаморфогенного оруденения подобная закономерность отсутствует. В связи с этим в условиях глубокометаморфизованных областей, особенно докембрийских, возникает необходимость разработки критериев и принципов выделения рудных формаций, закономерностей их локализации и соотношения с формациями магматическими. Это должно базироваться, с одной стороны, на дальнейшем развитии формационного анализа гипербазитов и изучении закономерностей поведения металлогенных элементов на магматической стадии, а с другой — на изучении петролого-геохимических особенностей формирования продуктов полиметаморфизма ультраоснов-

ных пород. Последнее теснейшим образом связано с решением вопроса об источнике серы и возможностях извлечения и переотложения никеля не только ультрабазитов, но и вмещающих толщ.

5. Дальнейший прогресс в металлогенических исследованиях и выделение рудных формаций возможны только при комплексном подходе к решению этих проблем на основе дальнейшего развития принципов геоструктурного районирования, формационного анализа основных—ультраосновных пород, исследования геохимических и петрологических закономерностей процессов магматизма и метаморфизма и установления в каждом конкретном случае источника серы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев З. Б., Щербина В. В., Эфендиев Г. Х. 1967. К геохимии никеля и кобальта в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа Азербайджана. Геохимия, № 4.
- Андерсон Т. 1963. Введение в многокамерной статистический анализ. Физматгиз, М.
- Базилевский А. Т. 1968. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. Геол. рудн. месторожд., № 6.
- Белов Н. В. 1961. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд. АН СССР, М.
- Белов Н. В. 1963. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. В кн.: Химия земной коры, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Бетехтин А. Г. 1953. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Бетехтин А. Г., Альбов Н. В. 1940. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Восточное Прионежье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. 1963. Геология и петрология Еletzозерского массива габброидных пород Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Богачев А. И., Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. 1968а. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Богачев А. И., Горелов В. А. 1968. Некоторые черты структуры и оруденения Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. Геол. рудн. месторожд., № 2.
- Богачев А. И., Горелов В. А., Еселев Я. Х., Кочнев-Первухов В. И., Динкевич Л. С. 1966. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии, Карел. кн. изд., Петрозаводск.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И. 1965. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). Сов. геол., № 11.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И., Лавров М. М., Попов М. Г., Слюсарев В. Д. 1969. Гипербазиты протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона (опыт формационного анализа). В сб.: Вопросы петрохимии, ВСЕГЕИ.
- Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. 1968б. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного пояса. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Борисенко Л. Ф. 1966. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд. «Наука», М.
- Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л. 1952. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаегаард, Гренландия. В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах, ИЛ, М.
- Виноградов А. П. 1959. Химическая эволюция Земли. Изд. АН СССР, М.
- Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. 1965. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. Геохимия, № 7.
- Вистелиус А. Б. 1956. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. 85, вып. 1.
- Вистелиус А. Б. 1963. Проблемы математической геологии. Геология и геофизика, № 7.

- Володичев О. И. 1969. К петрологической характеристике пород губы Поигома на Белом море. Тез. докл. на Межобл. конфер. молодых ученых по теме: «Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР», Карел. кн. изд., Петрозаводск.
- Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. 1965. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротитов в рудах. Геол. рудн. месторожд., № 3.
- Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева А. А. 1963. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. Геохимия, № 11.
- Гиларова М. А. 1941. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ.
- Гиларова М. А. 1966. Филлитовидные и кварцитовые породы Парандовско-Надвоицкого района КАСССР. В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии, Карел. кн. изд., Петрозаводск.
- Гинзбург А. И. 1964. Особенности концентрации и рассеивания редких элементов в эндогенных процессах. В кн.: Химия земной коры, т. 2, изд. «Наука», М.
- Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б. 1960. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения. Сов. геол., № 3.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н. 1946. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. I. Тр. Инст. геол. наук, вып. 80, № 1, Изд. АН СССР, Л.
- Горбунов Г. И. 1968. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. Изд. «Недра», М.
- Григорьев Д. П. 1937. Кристаллические фазы системы $\text{NiO}-\text{SiO}_2$. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15 (2).
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. 1968. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии, изд. «Мир», М.
- Грудинин М. И., Летников Ф. А. 1969. Геохимия никеля в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадии. В сб.: Эндогенное оруденение Прибайкалья, изд. «Наука», М.
- Демина М. Е., Калинин О. М. 1967. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в сен-сеноманских отложениях юго-западного Приуралья и Примугоджарья. В сб.: Вопросы математической геологии, изд. «Наука», Л.
- Дир У. А., Хаури Р. А., Зусман Дж. 1966. Породообразующие минералы. Т. 5, изд. «Мир», М.
- Елисеев Э. Н. 1959. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. В сб.: Проблемы геохимии, вып. 1, Львов.
- Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н., Масленников В. А., Уткин К. Н. 1961. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. Изд. «Недра», М.
- Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. 1969. Новые данные о структуре и строении Алларенского медно-никелевого месторождения. В кн.: Магматизм и металлогения северо-запада Кольского полуострова, Апатиты.
- Зимин С. С. 1965. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня). В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой обл., изд. «Наука», М.
- Золотухин В. В. 1964. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд. «Наука», М.
- Золотухин В. В. 1966. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород. ДАН СССР, т. 167, № 3.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. 1967. Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. Изд. «Наука», М.
- Иванова В. П. 1949. Хлориты. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 20.
- Иванова В. П. 1966. О современном состоянии термографии и применение ее при петрографических исследованиях. Минеральное сырье, вып. 12, изд. «Недра», М.
- Кайряк А. И., Перевозчикова В. А. 1963. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита. В кн.: Геология СССР, т. 2, ч. 1, Госгеолтехиздат, М.
- Казяцын Ю. В., Рудник В. А. 1968. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Изд. «Недра», М.
- Кеннеди Д. О. 1957. О роли воды в магме. В кн.: Земная кора, ИЛ, М.
- Козлов Е. К. 1960. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения

докембрийских щитов и древних подвижных зон, Докл. 2-й Всесоюзн. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. 1, Изд. АН УССР, Киев.

- К о з л о в Е. К. 1961. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманск. кн. изд., Мурманск.
- К о р ж и н с к и й Д. С. 1951а. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- К о р ж и н с к и й Д. С. 1951б. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. ДАН СССР, т. 78, № 1.
- К о р ж и н с к и й Д. С. 1952. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. ДАН СССР, т. 86, № 3.
- К о р ж и н с к и й Д. С. 1955. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Изд. АН СССР, М.
- К о р н и л о в Н. А. 1962. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 146, № 1.
- К о р н и л о в Н. А. 1963. О переотложении вкрапленных сульфидов в процессе формирования сульфидных медно-никелевых месторождений. ДАН СССР, т. 152, № 2.
- К о т у л ь с к и й В. К. 1948. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. Сов. геол., № 29.
- К о ч н е в - П е р в у х о в В. И. 1968. Ультраосновные интрузии Аллареченского района. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- К о ч н е в - П е р в у х о в В. И. 1970. Формационные типы, металлогеническая специализация и орудование ультрабазитов северо-западной части Нотозерского антиклинария (Аллареченский рудный район). В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита, изд. «Наука», Л.
- К р а м е р Г. 1948. Математические методы статистики. ИЛ, М.
- К р а т ц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.
- К р а т ц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, Л.
- К р а т ц К. О., Л а з а р е в Ю. И. 1961. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурман. кн. изд., Мурманск.
- К р а т ц К. О., Ш у р к и н К. А., 1960. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. В сб.: Стратиграфия и корреляция докембрия, МКТ, 21 сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 9, Изд. АН СССР, М.
- К у з н е ц о в Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М.
- К у л и к о в В. С. 1969. Базальтовый комплекс края Ветреный пояс. Автореф. дисс., Петрозаводск.
- К у л л е р у д Г., Й о д е р Г. С. 1965. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, постмагматических и метаморфических условиях. Тр. конфер. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2, Прага.
- К у л л е р у д Г., Й о д е р Г. С. 1969. Сульфидно-силикатные соотношения. — Тр. геол. лабораторий Инст. Карнеги, вып. 62 (1962—1963 гг.), изд. «Недра».
- Л а в р о в М. М. 1968. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северно-Карельской структурной зоны. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Л е б е д е в А. П. 1955. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 1-го Всесоюзн. петрогр. совещ., Изд. АН СССР, М.
- Л е т н и к о в Ф. А. 1966. Некоторые вопросы термодинамики магматических процессов. В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, Тр. 2-го Всесоюзн. вулканол. совещ., изд. «Наука», М.
- Л о б а ч - Ж у ч е н к о С. Б., К р а т ц К. О., Я с к е в и ч Н. И., Ч е к у л а е в В. П., Б о р и с о в а К. Д., С о к о л Р. С. 1969. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Изд. «Наука», Л.
- М а к - Г р е г о р И. Д. 1968. Поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов в синтетической системе $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$. В кн.: Петрология верхней мантии, изд. «Мир», М.
- М а л а х о в И. А. 1966а. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Инст. геологии Урал. фил. АН СССР, вып. 79.
- М а л а х о в И. А. 1966б. К геохимии хрома в ультрабазитах Урала. Тез. докл. 2-го Урал. петрограф. совещ., Свердловск.
- М а л а х о в И. А. 1969. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала. В сб.: Вопросы петрохимии, ВСЕГЕИ.

- М а р а к у ш е в А. А. 1968. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд. «Наука», М.
- М и х а й л о в Н. П., Р о в ш а В. С. 1965. О влиянии давления на парагенезис ультрабазитов. ДАН СССР, т. 160, № 5.
- М о р к о в к и н а В. Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд. «Наука», М.
- Н а р с е е в В. А. 1966. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, Тр. 2-го Всесоюз. вулканол. совещ., т. 3, изд. «Наука», М.
- Н о к к о л д с С. Р., М и т ч е л л Р. Л. 1952. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными элементами изверженных пород и их минералов. В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах, ИЛ, М.
- О в ч и н н и к о в Л. Н., М а с а л о в и ч А. М. 1966. Некоторые экспериментальные данные по фильтрации растворов при повышенных температурах и давлениях. Матер. 2 конфер. по околорудному метасоматизму, ВСЕГЕИ.
- О л ь ш а н с к и й Я. И. 1947. О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах. ДАН СССР, т. 58, № 9.
- О л ь ш а н с к и й Я. И. 1950а. Система $Fe-FeO-SiO_2$. ДАН СССР, т. 70, № 2.
- О л ь ш а н с к и й Я. И. 1950б. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 121, петрогр. сер., № 36.
- О л ь ш а н с к и й Я. И. 1951. О природе железистых силикатных расплавов и растворов FeS в них. ДАН СССР, т. 81, № 1.
- О с б о р н Е. Ф. 1964. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. В кн.: Химия земной коры, изд. «Наука», М.
- П а в л о в Н. В., К р а в ч е н к о Г. Г., Ч у к р ы н н а И. И. 1968. Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд. «Наука», М.
- П а н к р а т о в А. А., С м и р н о в Г. П. 1960. Об оливине из кимберлитовых трубок Якутии. Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 1, Новосибирск.
- П е р е в о з ч и к о в а В. А. 1960. Нижний и средний протерозой (участок Ветреного пояса). В кн.: Геология СССР, т. 37, ч. I, Гостеолиздат, М.
- П е р ч у к Л. Л. 1967. Биотито-гранатовый термометр. ДАН СССР, т. 177, № 2.
- П и н у с Г. В., К у з н е ц о в В. А., В о л о х о в И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М.
- П о п о в М. Г. 1968. Магматические формации района Хюрсюля—Кивач. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- П о п о в М. Г. 1970. Протерозойские магматические комплексы района Хюрсюля—Хаутоваара (Южная Карелия). Проблемы магматизма Балтийского щита, изд. «Наука», Л.
- Р а ш и н Г. А. 1963. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Р о б о н е н В. И. 1961. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера (Северная Карелия). Тр. Карел. фил. АН СССР, вып. 26.
- Р у д н и к Г. Б. 1965. Петрогенезис ультраосновных пород Нураминского массива на Южном Урале. В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов, изд. «Наука», М.
- С а р а н ч и н а Г. М. 1946. Оливиновые габбро-пориты (друзиты) Керетского района (Беломорье). Уч. зап. ЛГУ, № 93, сер. геол.-почв. наук, вып. 14.
- С л ю с а р е в В. Д. 1967. Классификация магматических образований синклинойной зоны Ветреного пояса. ДАН СССР, т. 177, № 5.
- С л ю с а р е в В. Д. 1968. К вопросу о классификации магматических образований синклинойной зоны Ветреного пояса. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- С л ю с а р е в В. Д. 1970. О роли математических методов при выделении магматических комплексов (на примере синклинория Ветренный пояс). Проблемы магматизма Балтийского щита, изд. «Наука», Л.
- С м и р н о в В. И. 1962. Металлогения геосинклиналей. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, Изд. АН СССР, М.
- С м и р н о в Н. П., Н е с т е р е н к о Г. В., А л ь м у х а м е д о в А. И. 1968. О формах нахождения никеля и кобальта в основных породах. Геохимия, № 4.
- С м и т Ф. Г. 1968. Физическая геохимия. Изд. «Недра», М.
- С о б о л е в Н. Д. 1959. К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, № 8.
- С о к о л о в А. А., Г а л д о б и н а Л. П., Р ы л е е в А. В., С а ц у к Ю. И., С в е т о в А. П., Х е й с к а н е н К. И. 1970. Геология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии, Карел. кн. изд., Петрозаводск.
- С т е н а р ь М. М. 1969. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 4.

- Стро́на А. А. 1929. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Матер. по общей и прикладной геологии, вып. 127.
- Та́лдыкин С. И. 1959. К вопросу о происхождении медно-никелевых сульфидных месторождений. Вестн. ЛГУ, геология, № 12.
- Тва́лчрелдзе Г. А. 1966. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. Изд. «Недра», М.
- Тро́фимов В. С. 1940. Углеродосодержащие перидотиты района с. Калгачихи Архангельской области. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 5.
- Федо́ров Е. С. 1904. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., т. 2, 3, №№ 4—7.
- Хари́тонов Л. Я. 1962. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В сб.: Вопросы геологии Кольского полуострова, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Хари́тонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М.
- Хита́ров Н. И., Слудцкй А. Б. 1967. Влияние давления на температуру плавления альбита и базальта (по данным измерения теплопроводности). Геохимия, № 12.
- Хо́ломов Г. В. 1958. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Тр. Гипроникель, вып. 3.
- Шипу́лин Ф. Н. 1969. Физико-химический анализ процессов формирования интрузивных пород. В сб.: Вопросы петрохимии, ВСЕГЕИ.
- Шмы́галев В. И. 1968. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы. Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Ште́йнберг Д. С. 1963. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. Тр. 1-го Урал. петрогр. совещ., Свердловск.
- Ште́йнберг Д. С., Малахов И. А., Булы́кин Л. Д., Ефи́мов А. А., Ла́шнев И. М., Ча́шухин И. С. 1966. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. Тез. докл., 2-е Урал. петрогр. совещ., Свердловск.
- Шу́ркин К. А., Горло́в Н. В., Ду́к В. А., Са́пье М. Е., Ни́китин Ю. В. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14.
- Ще́рбина В. В. 1953. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Эде́льштейн И. И. 1960. К геохимии никеля. Геохимия, № 7.
- Эско́ла П. 1967. Докембрий Финляндии. Изд. «Мир», М.
- Яковле́в Ю. И., Яковле́ва А. К. 1967. О минеральном составе руд и околорудных пород восточного фланга сульфидного медно-никелевого Аллареченского месторождения. Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5, изд. «Наука», Л.
- Cheney E. S., Lahge G. M. 1967. Evidence for sulphurisation and the origin of some Sudbury-type ores. Mineralium deposita, v. 2, № 2.
- Forbes R. B., Banno S. 1966. Nickel-iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from alkali-olivine basalt, Amer. Miner., v. 51, № 1 and 2.
- Gillery F. N. 1959. X-ray study of synthetic Mg—Al serpentine. Amer. Miner., v. 44, № 1 and 2.
- Green D. H. 1964. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall. J. Petrol., v. 5, № 1.
- Grip E. 1961. Geology of the nickel deposit at Lainijaur in Northern Sweden and a summary of other nickel deposit in Sweden Sver. Geol. Undersokning, Ser. G. 557, Arsbok 55, № 1, Stockholm.
- Haapala P. 1936. On serpentine rocks in northern Karelia. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 114, Helsinki.
- Häkli A. 1963. Distribution of nickel between the silicate and sulphide phases in some basic intrusions in Finland, Bull. Comm. Geol. Finland, № 209, Helsinki.
- Hess H. H., Dendo G., Smith B. J., 1952. Antigorite from the vicinity of Garacas, Venezuela. Amer. Miner., v. 37, № 1—2.
- Hostetler P. B., Coleman R. G., Mumpston F. A., Evans B. W. 1966. Brucite in alpine serpentinites. Amer. Miner., v. 51, № 1 and 2.
- Keith M. L. 1954. Phase equilibria in the system $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$. Amer. Ceramic Soc., v. 37, № 10.
- Marmo V. 1960. Serpentinite of Pahta-Autsi, Finnish Lapland. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 188, Helsinki.
- Montoya J. W. and Baur G. S. 1963. Nickeliferous serpentines, chlorites and related mineral found in two lateritic ores. Amer. Miner., v. 48, № 11—12.
- Nickel E. H. 1958. Occurrence of native—nickel—iron in the serpentine rock of the eastern townships of Quebec province. Canada. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, № 12.
- Nockolds S. R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, № 10.
- Osborn E. F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation

- of basaltic magma. Amer. J. Sci., v. 257, № 9.
- O s b o r n E. F. 1962. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure condition, Amer. Miner., v. 47, № 3 and 4.
- R i n g w o o d A. E. 1956. Melting relationships of Ni—Mg, olivines and some geochemical implications. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 10, № 5/6.
- R o y D. M. and R o y R. 1954. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals. Amer. Miner., v. 39, № 11—12.
- T a l b o t J. A., H o b b s B. E., W i l s h i r e H. G. and S w e a t m a n T. R. 1963. Xenoliths and xenocryst from lava of Kerquelen Archipelago. Amer. Miner., v. 48.
- T u r e k i a n K. K. and C a r r M. H. 1960. The geochemistries of chromium, cobalt and nickel. Intern. Geol. Congress. Report of 21 session Norden, Part 1, Copenhagen.
- V e l t h e i m V. 1962. On geology of the chromite deposit at Kemi, North Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, № 194, Helsinki.
- V o g t J. H. 1923. Nickel in igneous rocks. Econom. Geol., v. 18.
- W i l s o n H. D. B. 1953. Geology and geochemistry of base metal deposits. Econom. Geol. v., 48, № 5.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	3
Возраст и тектоническое положение гипербазитов Карелии (Ю. И. Лазарев)	4
Выводы (Ю. И. Лазарев)	13
Геохимия гипербазитовых комплексов	14
Северо-Карельская синклиниорная зона (М. М. Лавров)	14
Синклиниорий Ветреный пояс (В. Д. Слюсарев)	21
Нотозерский антиклиниорий (Аллареченский рудный район) (В. И. Кочнев-Первухов)	32
Выводы (А. И. Богачев, В. Д. Слюсарев, В. И. Кочнев-Первухов)	37
Геохимия габбро-перидотитовых комплексов	39
Синклиниорий Ветреный пояс (В. Д. Слюсарев)	39
Хаутаваарская синклиналь (Н. А. Горбик, М. Г. Попов)	48
Нотозерский антиклиниорий (Аллареченский рудный район) (В. И. Кочнев-Первухов)	55
Выводы (А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, В. Д. Слюсарев)	59
Геохимия дифференцированных габбро-поритовых интрузий	61
Олангская группа интрузий (М. М. Лавров)	61
Ковдозерский массив (А. И. Богачев, Н. А. Горбик)	73
Гайкольский массив (В. В. Морозов, Р. А. Хазов)	75
Массив Кивач (Н. А. Горбик, М. Г. Попов)	77
Бураковский массив (А. И. Богачев)	80
Колозерский массив (В. Д. Слюсарев)	82
Друзиты губы Домашней Белого моря (В. С. Степанов)	86
Некоторые петрохимические особенности дифференцированных интрузий (А. И. Богачев)	94
Выводы (А. И. Богачев)	97
Некоторые вопросы геохимии метаморфизма гипербазитов и генезиса медно-никелевых руд	99
Аллометаморфические продукты аповерлитовых серпентинитов габбро-перидотитового формационного типа синклиниория Ветреный пояс (В. Д. Слюсарев)	99
О генетическом смысле петрохимических критериев никеленосности гипербазитов Аллареченского района (С. И. Зак, В. В. Проскуряков, А. М. Оболенский)	106
Контактные изменения гипербазитов Аллареченских месторождений медно-никелевых руд (С. И. Зак, В. И. Кочнев-Первухов)	109
Некоторые вопросы генезиса Аллареченских медно-никелевых месторождений (В. И. Кочнев-Первухов)	122
Выводы (А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, В. Д. Слюсарев)	131
З а к л ю ч е н и е (А. И. Богачев, В. Д. Слюсарев, В. И. Кочнев-Первухов, М. М. Лавров, М. Г. Попов)	132
Л и т е р а т у р а	135